

ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА: ЭВОЛЮЦИЯ РАСПЛАВОВ И ОСОБЕННОСТИ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ

© 2017 г. Е. В. Юткина^а, *, А. А. Носова^а, Л. В. Сазонова^а, Ю. О. Ларионова^а,
И. А. Кондрашов^а, Л. В. Шумлянский^б, **, А. Ю. Альбеков^с, К. А. Савко^с, ***

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

^бИнститут геохимии, минералогии и рудообразования имени М.П. Семененко НАН Украины
просп. Акад. Палладина, 34, 03680, Киев, Украина

^сВоронежский государственный университет Университетская площадь, 1, Воронеж, 394006, Россия

*e-mail: eyutkina@gmail.com

**e-mail: lshumlyansky@yahoo.com

***e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 20.01.2016 г.
Получена после доработки 21.06.2016 г.

Крупнейшим девонским магматическим ареалом Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является рифтовая система Днепровско-Донецкого прогиба (ДДП). Базальты Воронежского кристаллического массива (ВКМ) локализованы на восточном плече ДДП, на значительном удалении от оси рифта (150–200 км). Они распространены в пределах PR₁ Воронцовского террейна на нескольких площадях в ареале 200 × 100 км. Излияния базальтов большинства площадей приурочены к границе средне- и позднефранского времени позднего девона. Изучение вулканитов возможно только по керну скважин. Полученные новые минералогические, геохимические и изотопно-геохимические данные показали, что девонские вулканиты ВКМ представлены толеитовыми базальтами (*Bas*) и андезибазальтами и андезитами (*ABas*). Наиболее детально изучен разрез вулканической толщи Новохоперской площади (скв. 175). Низы разреза слагают андезибазальты и андезиты (*ABas*) (мощность 34 м), залегающие непосредственно на размытой поверхности песчаников верхнего франа. Выше залегают маломощный (8 м) покров толеитовых базальтов (*Bas2*). Вверх по разрезу вновь появляются *ABas* (13 м). Самую верхнюю часть разреза слагают толеитовые базальты с петрографическими и геохимическими признаками коровой контаминации (*Bas1*) видимой мощностью 5 м. Геохимические особенности *Bas* (mg# 42–52 при SiO₂ 47–51 мас. %) типичны для континентальных толеитовых базальтов, они имеют (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.7043–0.7048, ε_{Nd}(372) = 2.1–3.5. *ABas* (mg# 28–31 при SiO₂ 52–60 мас. %) обогащены Y (до 48 ppm), Nb/Nb* = 0.7–0.8 с высокими значениями Zn/Cu (1.9–2.3). Изотопный состав Sr отвечает (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.7034–0.7048, Nd – ε_{Nd}(372) = 0.1. Отдельные порции расплавов *Bas* ассимилировали верхнекоровое вещество, близкое к PR₁ гранитам А-типа, *ABas* контаминированы в условиях нижней коры производными раннекембрийских щелочно-базитовых расплавов. Петрографические данные и моделирование фракционной кристаллизации показало, что вначале кристаллизовались оливин и высоко-mg# клинопироксен, далее совместная кристаллизация клинопироксена и плагиоклаза протекала в *Bas* при температуре от 1070 до 1020°C; в *ABas* при 1040–900°C в условиях *f*_{O₂} до QFM +1. Источник *ABas*, вероятно, представлял собой сеть горнблендитовых или амфибол-пироксенитовых жил в перидотитовом субстрате литосферной мантии или амфиболизированный перидотитовый кумулат в зоне андерплейтинга, а *Bas* – шпинелевые перидотиты астеносферного диапира. Положение базальтов ВКМ в удаленной позиции относительно оси ДДП и асимметричная зональность магматизма ДДП (кимберлиты и другие глубинные породы на западном плече, толеитовые базальты в осевой части и на восточном плече рифта) могут быть объяснены с помощью модели асимметричной рифтовой структуры, предполагающей существование транслитосферного срыва, полого погружающегося под ВКМ.

ВВЕДЕНИЕ

В истории геологического развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП) девонский период озаменовался проявлениями щелочно-мафического, мафического и щелочного магматизма, локализованными как в ее краевых, так и в центральных частях, но в меньшей мере. Крупнейшим девонским магматическим ареалом на ВЕП, наряду с Кольской щелочной провинцией, является рифтовая система Днепровско-Донецкого прогиба (ДДП), расположенная на юге платформы (рис. 1). Магматизм в среднем и позднем фане (Wilson, Lyashkevich, 1996; Быков, 1975) захватил восточное плечо рифта в границах Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Базальтовые покровы, залегающие среди девонских толщ фанерозойского чехла, перекрывающего докембрийский блок ВКМ, активно изучали в 70-е годы прошлого века (Быков и др., 1972, Быков, 1973, 1974, 1975); впоследствии имели место лишь спорадические публикации (Wilson, Lyashkevich, 1996; Молотков, Альбеков, 2004). Поэтому девонские базальты ВКМ до последнего времени оставались недостаточно изученными современными методами, что ограничивало решение вопросов реконструкции петрологии и геодинамики среднепалеозойского магматизма этого сегмента ВЕП.

Целью настоящей работы было установить основные петрологические характеристики (минералогические, геохимические, изотопно-геохимические) девонских базальтов, андезитов ВКМ и на их основе попытаться расшифровать основные этапы их петрогенезиса: вклад коровой контаминации, процессы фракционной кристаллизации, а также особенности мантийных источников.

Новая петрологическая информация должна способствовать пониманию общей картины развития магматизма рифтовой системы ДДП и в целом девонского магматизма ВЕП, петрогенетические и геодинамические модели которого во многом дискуссионны. В настоящее время доминирующая роль отводится так называемым “плюмовым” моделям (Kusznir et al., 1996; Wilson, Lyashkevich, 1996, Torsvik et al., 2010). В то же время некоторые исследователи полагают, что формирование девонских рифтов ВЕП и их магматизм могли быть связаны как с тыловодужными процессами (Сорохтин, Сорохтин, 2006; Шеремет и др., 2014), так и с крупномасштабными сдвигами в литосфере, происходившими за счет относительного движения плит и разворота самой ВЕП, когда источником расплавов являлась литосферная мантия, метасоматизированная веществом астеносферы (Балуев, Моралев, 2001; Chalot-Prat et al., 2007).

ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ВЕП

Рифтогенные процессы с образованием обширных вулканических полей базальтоидов происходили на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) в среднем палеозое. Активная магматическая деятельность на ВЕП (рис. 1) началась (Балуев, Моралев, 2001) в зонах уже существовавших мезопротерозойских рифтов (Беломорская рифтовая система, Тиманский, Днепровско-Донецкий и Среднерусский авлакогены и Вятско-Кажимский палеорифт), а также в новых рифтовых структурах (Припятский грабен). Происходившие в этих внутриплитных рифтовых системах магматические процессы имели различный характер и интенсивность.

На северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта сформировалась Кольская щелочная провинция. Согласно последней сводке геохронологических данных (Арзамасцев, Ву, 2014), становление этой провинции происходило в течение временного интервала продолжительностью около 30 млн лет. Наиболее ранними были проявления толеитового и субщелочного магматизма около 390 млн лет назад, а наиболее поздние дайки и трубки взрыва возникли около 360 млн лет назад. В юго-восточной погребенной части Беломорской палеорифтовой системы (Зимнебережный район) известны поля кимберлитов, мелилититов, базальтов Архангельской алмазоносной провинции, кимберлиты которой формировались около 380–375 млн лет (Ларионова и др., 2016). На ее продолжении к северо-западу располагаются кимберлиты Терского Берега с возрастом 377 ± 0.4 млн лет (Ларионова и др., 2016). Формирование агапитовых сиенитов в Хибинской и Ловозерской кальдерах (375–360 млн лет) Кольской провинции завершает историю палеозойского магматизма региона (Арзамасцев, Ву, 2014).

Северо-восточная часть ВЕП на палеозойском этапе ее развития характеризуется вулканическими проявлениями среднего-позднего девона – карбона. Это распространенные в пределах Северного и Среднего Тимана и Юго-Западного При тиманья базальтовые траппы, а также трубки взрыва калиевых ультрамафитов и кимберлитов Среднего Тимана (Первов и др., 2002).

Палеозойский магматизм востока ВЕП установлен главным образом в пределах Кировско-Саратовского (Вятского) прогиба, выполненного средне-позднедевонскими отложениями. Этот прогиб унаследовал местоположение рифейских Кировско-Кажимского (меридионального) и Серноводско-Абдулинского (широтного) авлакогенов. При небольшой ширине прогиб имеет большую протяженность (от Тимана через Сырьяны, Казань до Саратова) и значительную глубину, представляя собой хорошо выраженную грабеновую структуру (Новикова, 1959).

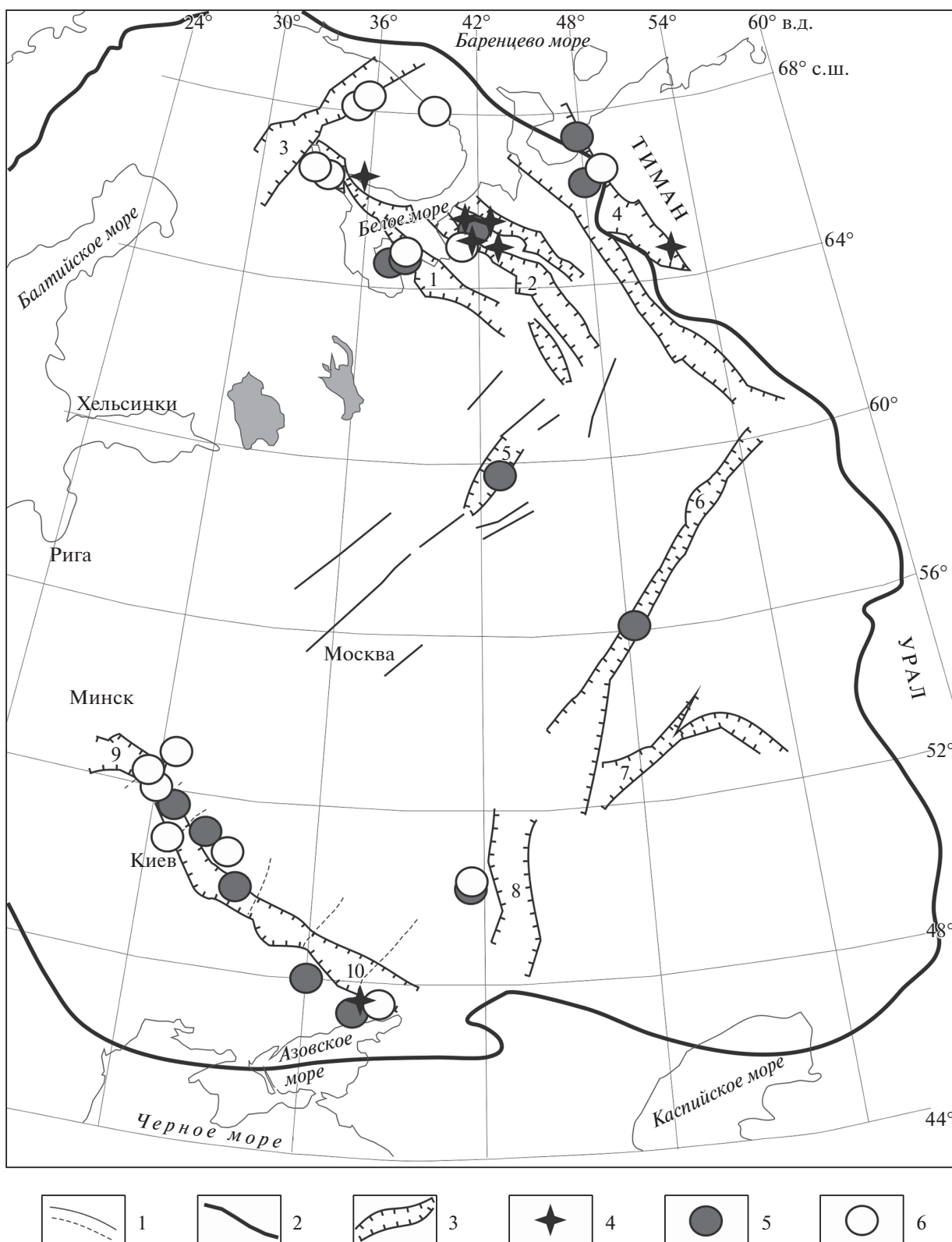


Рис. 1. Проявления позднепалеозойского внутриплитного вулканизма ВЕП. Положение рифтовых структур показано по (Балуев, 2013), с изменениями. 1 – докембрийские разломы, 2 – границы Восточно-Европейской платформы, 3 – девонские рифтовые впадины и авлакогены; 4 – кимберлиты; 5 – комплексы толеитовых базальтов; 6 – комплексы субщелочных и щелочных базальтов. Цифрами обозначены: 1–2 – Беломорская система рифтов: 1 – Онежско-Кандалакшский, 2 – Керещко-Пинежский; 3 – Хибино-Контозерская тектоническая зона; 4 – Сафоновский грабен; 5 – Солигаличский авлакоген; 6 – Кировско-Саратовский прогиб; 7 – Серноводско-Абдулинский авлакоген; 8 – Доно-Медведицкий грабен; 9–10 – Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая зона: 9 – Припятский грабен, 10 – Днепровско-Донецкий прогиб.

Все вулканы Кировско-Саратовского прогиба имеют франкий возраст; на севере прогиба они представлены маломощными покровами гиллобазальтов, туфами, туффитами (Шевцов, Килигина, 1961), в центральной части — потоками андезибазальтов и андезитов мощностью до 160 м (Эллерн и др., 1963), на юге — покровом базальтов (Поляков, Шурунов, 1985) и многочисленными прослоями туфов и туффитов, стратиграфический интервал распространения которых охватывает верхи среднего девона (живет) — верхний фран (Ломоть, 1954; Михайлова, 1958; Эллерн и др., 1963; Новикова, 1959).

В центральной части ВЕП проявления палеозойского основного магматизма известны в северо-восточной части Московской синеклизы в районе Солигаличского авлакогена. Это базальты, микродолериты и долериты, выявленные при бурении на площади не менее 60 кв. км при мощности потоков и субвулканических тел 4–8 м, приуроченные к отложениям живетского яруса среднего девона (Бирин, 1953; Ильина и др., 1967).

В северном борту Припятской впадины, в пределах Северо-Припятского плеча и северо-западной части Гомельской структурной перемычки (ГСП) локализованы позднедевонские трубки взрыва пикритов, мелилититов и ультраосновных фойдитов Жлобинского и Уваровичского полей (Первов и др., 2004). Южная часть ГСП характеризуется наличием нефелинитов и лейцититов. В юго-восточном сегменте собственно Припятского прогиба выявлены лампрофиры и сиенит-трахитовые породы, слагающие палеовулканические постройки центрального и трещинного типов (Геология ..., 2001).

Рифтогенный позднепалеозойский магматизм юга ВЕП в пределах Днепровско-Донецкого прогиба (ДДП) начался на границе среднего-позднего девона и продолжался в течение позднего девона, проявившись в две фазы: позднефранскую и позднефаменскую. Вулканизм захватил и восточное плечо рифта в границах Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Здесь палеозойский рифтогенный магматизм преимущественно базальтового состава проявился в среднем и позднем фране (Wilson, Lyashkevich, 1996; Быков, 1975).

В рифтовой системе ДДП представлены разнообразные магматические ассоциации (рис. 2). Это и вулканы собственно рифтовой зоны (базальтовые лавы Брагинско-Черниговского выступа, долериты Днепровской впадины, щелочные базальтоиды Белоцерковского выступа); магматиты зон обрамления ДДП — кимберлиты и базальтоиды Приазовского блока Украинского щита, субщелочные и щелочные мафит-ультрамафитовые породы юго-западной части Донбасса в зоне сочленения с Приазовским кристаллическим массивом; а также базальтовые серии юго-востока Воронежского кристаллического массива

(Быков, 1974, 1975; Быков и др., 1972; Wilson, Lyashkevich, 1996; Первов, 2004; Бутурлинов, 1979; Гоньшакова, Бутурлинов, 1976; Гладких, 1976; Ляшкевич, Завьялова, 1997; Веретенников и др., 2001; Геология ..., 2001; Кимберлитовые ..., 1978; Юткина и др., 2003, 2004; Шермет и др., 2014).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ

Девонские базальты приурочены к юго-восточной части ВКМ, который представляет собой одну из наиболее крупных положительных структур ВЕП. Согласно современным тектоническим представлениям о строении ВКМ (Щипанский и др., 2007; Bogdanova et al., 2016) в восточном сегменте массива выделяют Воронцовский террейн, который представляет собой часть палеопротерозойского Волго-Донского складчатого пояса. Этот пояс разделяет архейские ядра Сарматии и Волго-Уралии. С запада Воронцовский террейн ограничен Лосевско-Мамонским разломом, отделяющим его от Лосевского вулканогенного пояса и Донского террейна, на юге граничит с Варваринским выступом архейского фундамента, а на востоке — с палеопротерозойскими структурами Волго-Уралии (рис. 2).

Воронцовский террейн сложен палеопротерозойскими метаосадками воронцовской серии, прорванной многочисленными разнообразными по составу интрузивами палеопротерозойского возраста (2.05–2.10 и 1.81 млрд лет) и кембрийскими (523 млн лет) мелкими массивами сиенитов артюшкинского комплекса (Савко, Бочаров, 1988; Чернышов и др., 2001; Савко и др., 2014; Скрябин и др., 2015). Образования воронцовской серии по Лосевско-Мамонскому разлому надвинуты на палеопротерозойские метабазиты Лосевского вулканогенного пояса, которые прорваны гранитоидами павловского комплекса (щелочные граниты, граносиениты, гранодиориты) с возрастом 2078 ± 4 млн лет (Щипанский и др., 2007).

По отношению к рифтовой структуре ДДП базальты ВКМ локализованы на его восточном плече, причем на значительном удалении от оси рифта (150–200 км). Проявления магматизма западного плеча ДДП, включающие Восточное Приазовье, располагаются вдоль рифтовой структуры, не удаляясь от оси рифта более чем на 50 км (рис. 2).

Базальты ВКМ распространены в пределах Воронцовского террейна на нескольких площадях в ареале 200×100 км (рис. 3а), положение площадей контролируется Лосевско-Мамонской, Казанско-Калачеевской и Мигулинско-Новохоперской зонами разломов субмеридионального простирания (Молотков, Альбеков, 2004).

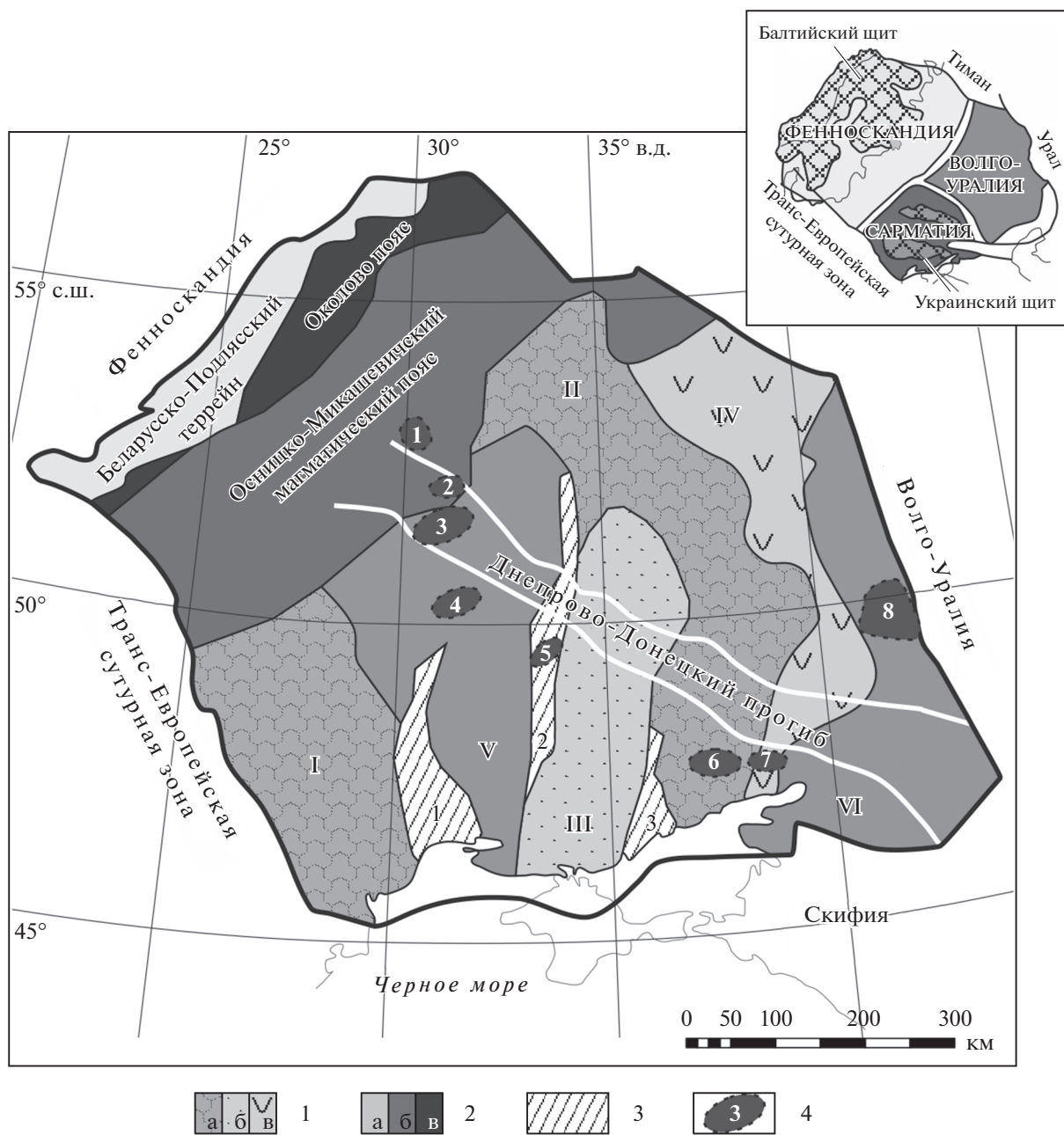


Рис. 2. Тектоническая схема палеократона Сарматия, по (Bogdanova et al., 2016), с изменениями и дополнениями. 1 – архейская кора с возрастом: а – 3.8–2.7 млрд лет, б – 3.2–2.7 млрд лет, в – переработанная около 2.1–2.0 млрд лет в пределах Восточно-Воронежского аккреционного орогена; 2 – палеопротерозойская кора: а, б – континентальная кора с возрастом: а – 2.3–2.1 млрд лет, б – 2.0–1.95 млрд лет; в – океаническая кора с возрастом 2.0–1.95 млрд лет; 3 – коллизионные шовные зоны 2.05–2.0 млрд лет (цифрами обозначены: 1 – Голованевская, 2 – Криворожско-Кременчугская, 3 – Орехово-Павлоградская); 4 – области распространения девонских магматических пород: 1 – Жлобинской седловины; 2 – Припятской впадины; 3 – Брагинско-Черниговского выступа; 4 – Днепровской впадины; 5 – Белоцерковского выступа; 6 – юго-западной части Донбасса в зоне сочленения с Приазовским кристаллическим массивом; 7 – Восточного Приазовья; 8 – Воронежского кристаллического массива. Римскими цифрами обозначены структуры: I – Подольский блок; II – Азовско-Курский блок; III – Сумско-Среднеприднепровский блок; IV – Восточно-Сарматский ороген; V – Ингульско-Севский блок; VI – Волго-Донской ороген.

Базальты залегают на размытой поверхности осадочных и вулканогенно-осадочных (ястребовского горизонта) пород франского яруса верхнего девона (D_3^{fr}), иногда на кристаллическом фундаменте (гнейсы и сланцы воронцовской серии и

базит-гипербазитовые интрузивы палеопротерозоя). Перекрываются они осадочными породами франского и фаменского (D_3^{fm}) ярусов.

По геологическим данным изливания базальтов большинства площадей приурочены к грани-

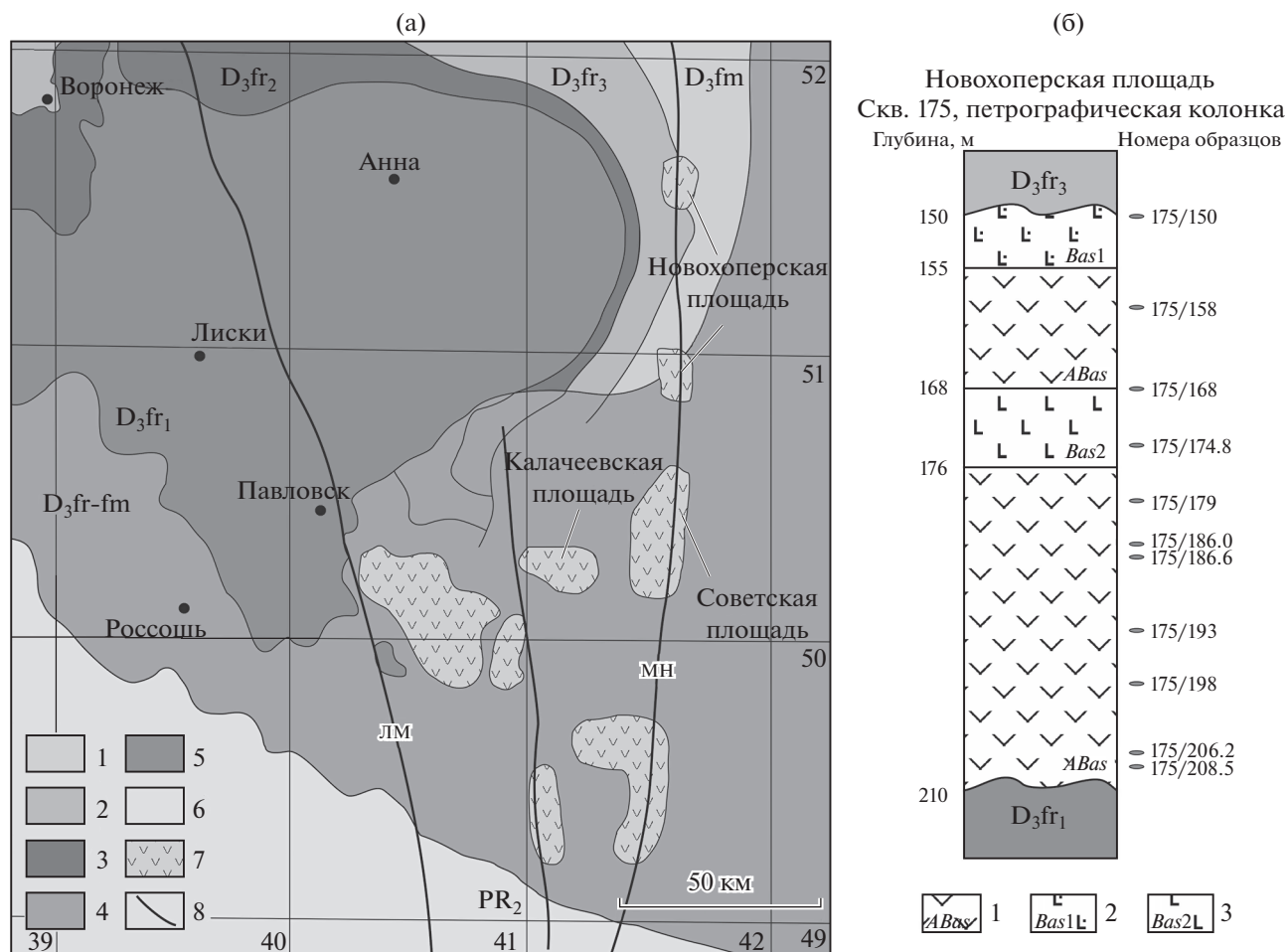


Рис. 3. Схема распространения позднедевонских вулканитов ВКМ. Геологическая основа по (Ахмедов и др., 2011). (а): 1 – карбонатные и терригенные отложения D₃fm; 2 – преимущественно карбонатные отложения D₃fr₃; 3 – известняки, глинистые известняки D₃fr₂; 4 – пески, песчаники, гравелиты D₃fr-fm; 5 – глины, алевриты, пески D₃fr₁; 6 – кристаллический фундамент; 7 – площади распространения базальтов; 8 – разломы (ЛМ – Лосевско-Мамонский; МН – Мигулинско-Новохоперский). (б): 1 – андезибазальты и андезиты *ABas*; 2 – толеитовые базальты *Bas1*; 3 – толеитовые базальты *Bas2*.

це средне- и позднефранского времени, несколько позже (позднефранское время) формировались базальты Советской площади (Быков, 1972). Согласно (Ляшкевич, 1985), излияния базальтов юго-востока ВКМ синхронны позднефранской фазе вулканизма ДДП.

Мощность вулканитов колеблется от 1–10 до 130 м. Они слагают две толщи, разделяющиеся на потоки. Установлены две главные фазы излияний базальтовых лав: I – петинская и II – евлановско-ливенская (Быков, 1974, 1975). Базальты петинской фазы проявились повсеместно, на всех площадях распространения; базальты евлановско-ливенской фазы – на восточных площадях, в том числе Советской. Помимо потоков базальтов отмечены жерловые фации вулканитов. Предполагается, что излияния лав происходили из вулканов центрального и трещинно-центрального типов; на площадях развития базальтов реконструированы

многочисленные вулканические аппараты (Быков и др., 1972).

Изученные нами породы трех площадей (из скв. 175, 8649, 7705 Новохоперской площади, скв. 2г Советской площади и скв. 39 Калачеевской площади) при бурении вскрыты на глубинах 150–400 м. Наиболее детально удалось охарактеризовать разрез вулканической толщи Новохоперской площади, благодаря коллекции образцов по скв. 175 (рис. 3б). Низы разреза слагают андезибазальты и андезиты (*ABas*) (мощность 34 м), залегающие непосредственно на размытой поверхности кварцевых песчаников верхнего франа. Выше залегает маломощный (8 м) покров толеитовых базальтов (*Bas2*). Вверх по разрезу вновь появляются *ABas* (13 м). Самую верхнюю часть разреза слагают толеитовые базальты с петрографическими и геохимическими признаками коровой контаминации (*Bas1*) видимой мощностью 5 м.

К сожалению, прочие скважины представлены разрозненными образцами. Аналоги *Bas2* встречаются еще в нескольких скважинах (8649, 2г, 7705) на Советской и Новохоперской площадях (рис. 3), в северной и восточной частях ареала, в которых распространение вулканитов контролируется Шумиловско-Новохоперским разломом (Ахмедов и др., 2011). Аналоги *Bas1* встречаются в скв. 7705 Новохоперской площади и скв. 39 Калачеевской площади.

Для сравнения с базальтами ВКМ (восточное плечо ДДП) нами изучены проявления толеитового базальтового магматизма западного плеча ДДП – долеритовые дайки Восточного Приазовья. Дайки мощностью от 1 до 50 м прорывают породы раннедокембрийского фундамента и представлены базальтами и долеритами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов определяли в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы Jeol, оснащенный пятью волновыми и одним энергодисперсионным спектрометрами. Анализ проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 20 нА и диаметре зонда 3 мкм. Все элементы измеряли по $K_{\alpha 1}$ линии. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программы фирмы JEOL. Для сведения к минимуму краевого эффекта, связанного с возможностью флюоресцентного возбуждения аналитических линий элементов примеси, точки анализа выбирались не ближе 10–15 мкм от края зерна минерала. Растровые электронные изображения получены в отраженных электронах.

Изучение отдельных зерен плагиоклаза и клинопироксенов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на кафедре петрологии на растровом (сканирующем) электронном микроскопе (РЭМ) Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным анализатором INCA-Energy 350. Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 ± 0.1 нА, локальность анализа минералов 4 мкм. Растровые электронные изображения получены в отраженных электронах. Погрешности измерения концентраций всех анализируемых элементов не более ± 10 отн. % при концентрациях от 1 до 5 мас. %; до ± 5 отн. % от 5 до 10 мас. % и до ± 2 отн. % свыше 10 мас. %. Порог обнаружения в зависимости от элемента составляет от 0.1 до 0.3 мас. %.

Содержания главных компонентов пород определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Подготовка препаратов для определения породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в

индукционной печи. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % ниже 0.5 мас. %.

Малые и редкие элементы определяли методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИПТМ РАН. Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия в автоклаве. Контроль химического выхода при проведении процедуры разложения образцов осуществляли добавлением ^{161}Du . Пределы обнаружения (ПО) для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировали путем измерения стандартных образцов GSP-2, VM, СГД-1А, СТ-1. Относительное стандартное отклонение для всех образцов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до 5^*ПО и не превышало 0.15 при измерении содержания $>5^* \text{ПО}$.

Изотопный состав Sr и Nd были определены в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом TIMS. Разложение образцов осуществляли в стальных “бомбах” с фторопластовыми вкладышами в смеси концентрированных азотной и фтористоводородной кислот ($\text{HNO}_3 : \text{HF} = 1 : 5$) при температуре 200°C в течение 4–5 суток. Смешанные изотопные трассеры ($^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$) добавляли к пробам до процедуры разложения. После выпаривания полученного раствора к сухому остатку добавляли 4 мл концентрированной HCl, в которой образцы выдерживали сутки при температуре 100°C , а затем выпаривали. Все кислоты перед использованием дважды были перегнаны без кипения в аппаратах типа “bottle-to-bottle” из исходных реактивов квалификации Х.Ч. и О.С.Ч. Хроматографическое выделение Rb, Sr и фракции Sm + Nd выполнено по стандартной методике на хроматографических колонках, заполненных смолой DOWEX 50.8 методом ступенчатого элюирования сначала 2.3 Н HCl, а затем 4.3 Н HCl. Последующее разделение Sm и Nd производили на кварцевых колонках, ионообменником в которых служит HDEHP, нанесенная на гранулы Kel-F.

Изотопный анализ был проведен на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия). Изотопное фракционирование учитывали нормированием по $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Sr контролировали повторными измерениями международного стандарта изотопного состава SRM-987, среднее значение составило $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710249 \pm 9$ (2 у. ед. по 46 измерениям). Измерение изотопного состава Sm и Nd выполняли с использованием трехленточного источника ионов (Ta-Re-Ta) в мультидинамическом для Nd и статическом для Sm режимах с од-

новременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Коррекцию на изотопное фракционирование вносили нормированием по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Nd контролировали повторными измерениями внутрилабораторного стандарта изотопного состава Nd “ Nd_2O_3 ” — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512407$. Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd определены методом изотопного разбавления с погрешностью 1.5–2%. Погрешности изотопного состава, принятые в расчетах, составляют: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.003%, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0.3%, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ 0.005%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическая характеристика и составы породообразующих минералов

Среди изученных образцов вулканитов юго-востока ВКМ по петрографическим, минералогическим, геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам выделено два типа пород: 1) толеитовые базальты (*Bas*) и 2) андезитобазальты и андезиты (*ABas*). Толеитовые базальты *Bas* подразделены на две разновидности: с умеренно выраженными геохимическими и изотопно-геохимическими признаками коровой контаминации (*Bas2*) и явными петрографическими, геохимическими и изотопно-геохимическими свидетельствами коровой контаминации (*Bas1*). По сравнению с базальтами ВКМ долеритовые дайки Восточного Приазовья имеют геохимически обогащенный характер и по петрохимическому составу отвечают преимущественно трахибазальтам (см. ниже табл. 3).

Толеиты *Bas* представлены оливин-клинопироксеновыми базальтами, микродолеритами и долеритами. Для базальтов характерны порфиновые и редкопорфиновые структуры с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена и полностью замещенного иддингситом оливина (рис. 4).

В основной массе интерсертальной структуры находятся микролиты клинопироксена, плагиоклаза, а также мелкие зерна измененного оливина, титаномагнетит, ильменит.

В незначительном количестве встречается вулканическое стекло кислого состава (SiO_2 до 75%). Долериты обладают микродолеритовыми, долеритовыми структурами и минеральным составом, аналогичным базальтам.

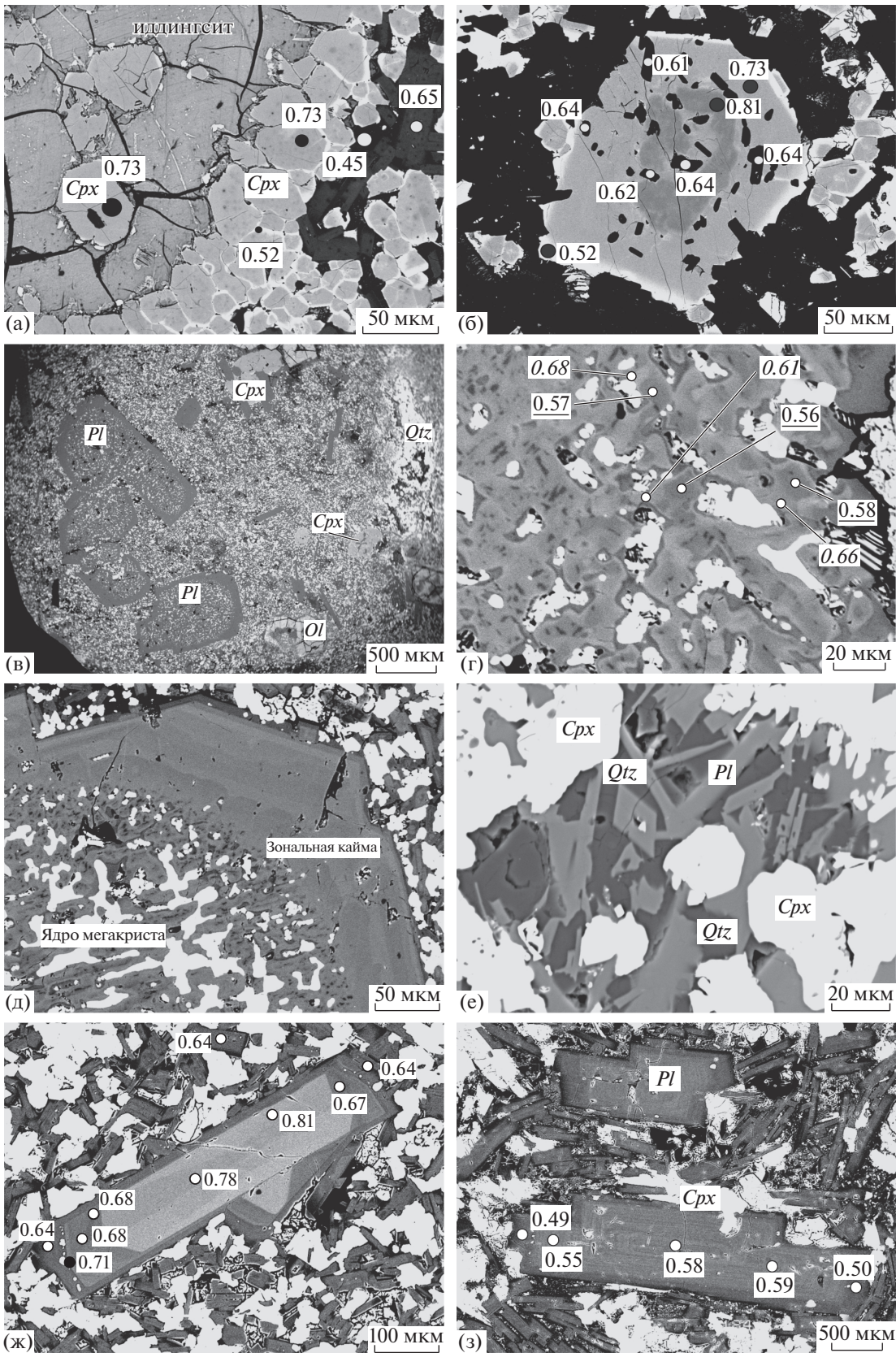
Для базальтов, так же как для микродолеритов, характерно наличие большого количества крупных гломеропорфировых сростков оливина, клинопироксена и плагиоклаза офитовой структуры.

Отличительной особенностью *Bas1* является присутствие ксеногенного материала. В обр. 7705/2 обильно представлены ксеногенные плагиоклазы в виде крупных ситовидных кристаллов (мегакристов) и кварц, замещаемый новообразованными плагиоклазом и клинопироксеном (рис. 4б–4д, рис. 5).

Андезитобазальты и андезиты *ABas* — породы афировой и мелкопорфировой структуры, в последних вкрапленники представлены в основном плагиоклазом (до 90%), реже клинопироксеном (до 5–10%), титаномагнетитом и ильменитом (до 10%). Размеры вкрапленников составляют от десятых долей до 1 мм. Основная масса пород характеризуется интерсертальной и пилотакситовой структурой и сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, между которыми располагается кислое вулканическое стекло с мельчайшими кристаллитами. Аксессуарным минералом является апатит.

Дайки Восточного Приазовья представлены клинопироксеновыми базальтами, микродолеритами и долеритами, вплоть до габбро-долеритов. Оливиновые разности пород редки. Порфиновые вкрапленники образованы клинопироксеном, плагиоклазом и редко — полностью измененным оливином. Плагиоклаз сильно хлоритизирован. Матрикс пород насыщен рудными минералами — титаномагнетитом, реже присутствует ильменит.

Рис. 4. Петрографические особенности вулканитов ВКМ. Изображения в обратно-рассеянных электронах. (а) — крупное зерно оливина, замещенного иддингситом. Вокруг оливина и по трещинам в нем развивается клинопироксен; *Bas2*, обр. 8649/1; (б) — зональный вкрапленник клинопироксена с включениями плагиоклаза; *Bas2*, обр. 8649/1; (в) — общий вид порфирового базальта. Слева — скопление зерен мегакристов плагиоклаза. На общем микролитовом кварц-клинопироксеновом фоне видны длиннопризматические фенокристы плагиоклаза, округлые зерна клинопироксена, идиоморфные кристаллы оливина, гломеропорфировые сростки плагиоклаза, клинопироксена, оливина. Справа — вытянутый белый фрагмент — кварц, замещенный клинопироксеном и плагиоклазом; *Bas1*, обр. 7705/2; (г) — деталь мегакриста плагиоклаза. Ядро мегакриста неоднородно и состоит из доменов (фрагментов), имеющих зональное строение: ядра доменов более кислые (темная окраска), а края — более основные (светлые). Между отдельными доменами нет четких границ. В ячейках между фрагментами плагиоклаза располагается клинопироксен. Темно-серые каемочки вокруг клинопироксена — остаточное стекло (?); *Bas1*, обр. 7705/2. Значения доли анортита в ядре доменов подчеркнуты, в краях доменов — показаны курсивом. (д) — деталь мегакриста плагиоклаза. Ядро, представляющее собой червеобразные срастания клинопироксена и плагиоклаза, обрастает зональной каймой; *Bas1*, обр. 7705/2; (е) — развитие плагиоклаза и клинопироксена по ксеногенному зерну кварца; *Bas1*, обр. 7705/2; (ж) — зональный вкрапленник плагиоклаза; *Bas2*, обр. 8649/1, (з) — вкрапленник и микролиты плагиоклаза; *ABas*, обр. 175/198. Черными кружками показаны точки анализов клинопироксена (указано значение $\text{mg}\#$), белыми — плагиоклаза (показана доля An).



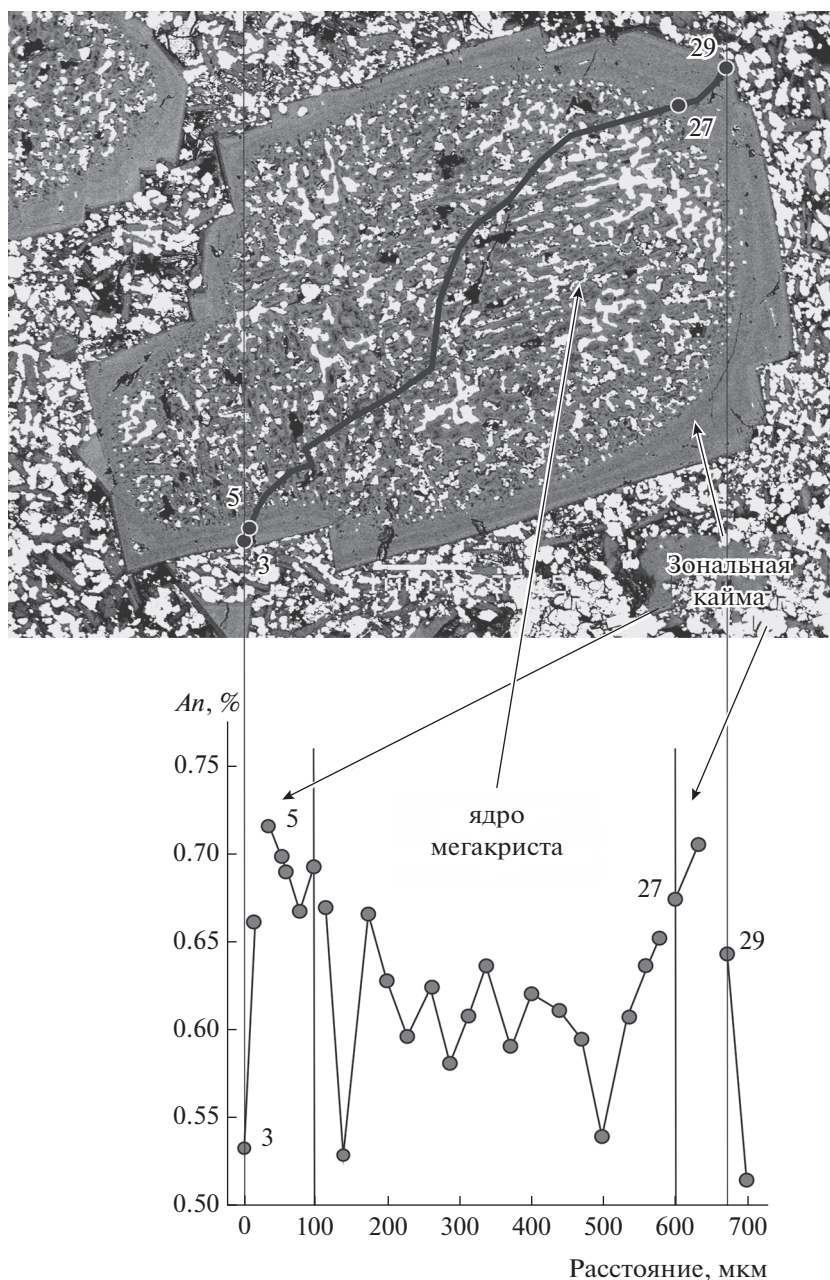


Рис. 5. Микронзондовый профиль содержаний An в мегакристе плагиоклаза. Базальт *Bas1*, обр. 7705/2. Показаны точки анализов, представленных в табл. 2.

Иногда в долеритах отмечается присутствие до 5% кварца.

Оливин. Вкрапленники оливина в *Bas* субидиоморфны, полностью замещены агрегатом вторичных фаз (иддингситом), имеющих красно-коричневые окраски. В микродолеритах *Bas2*, в отличие от *Bas1*, крупные вкрапленники размером 1–3 мм замещаются по краям и трещинам мелкозернистым клинопироксеном (рис. 4а).

Клинопироксен. Представительные составы клинопироксенов приведены в табл. 1 и показаны на рис. 6.

В базальтах *Bas1* вкрапленники клинопироксена зональны: ядра представлены диопсидом с $mg\# = 0.81–0.82$, краевые зоны – авгитом с $mg\# = 0.62–0.64$. Микролиты варьируют по $mg\#$ от 0.60 до 0.57. Во вкрапленниках фиксируются содержания 0.1–0.2 мас. % Cr_2O_3 . В обр. 7705/2, в котором установлено присутствие ксеногенного материала, клинопироксен развивается по захваченным расплавом кварцу и плагиоклазу (рис. 4е). В клинопироксен-плагиоклазовом агрегате, выполняющем внутреннюю часть ксеногенного плагиоклаза, клинопироксен характеризуется $mg\# = 0.73–0.59$. В

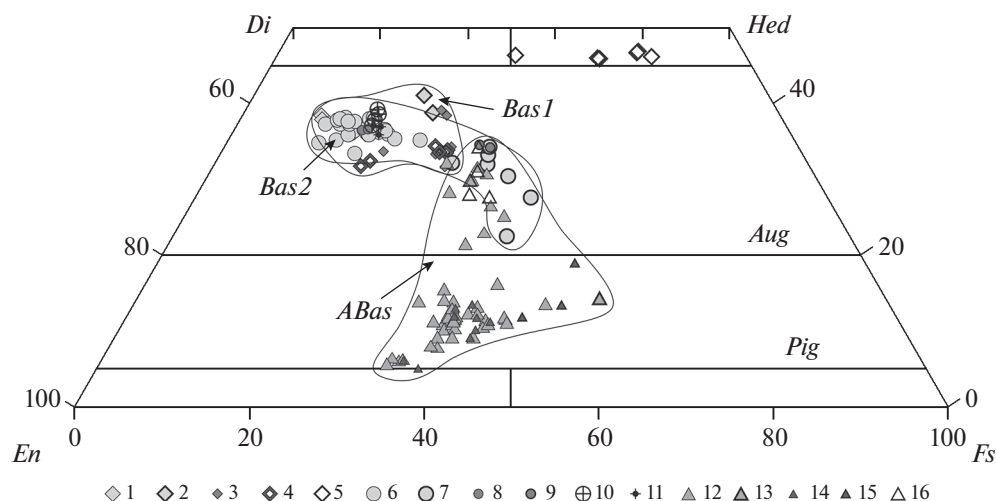


Рис. 6. Составы клинопироксенов из вулканитов ВКМ. 1–5 – клинопироксен из базальтов, *Bas1*: 1, 2 – вкрапленники (1 – ядра, 2 – края), 3 – микролиты, 4 – из клинопироксен-плагиоклазового ядра мегакристов плагиоклаза, 5 – из реакционной клинопироксен-плагиоклазовой каймы ксеногенного кварца; 6–11 – клинопироксены из толеитовых базальтов, *Bas2*: 6, 7 – вкрапленники (6 – ядра, 7 – края), 8, 9 – микролиты (8 – ядра, 9 – края), 10 – из каймы оливина, 11 – включение в плагиоклазе; 12–16 – клинопироксены из андезитов и андезибазальтов, *ABas*: 12, 13 – вкрапленники (12 – ядра, 13 – края), 14, 15 – микролиты (14 – ядра, 15 – края), 16 – вкрапленник, субкальциевый авгит.

скоплениях с плагиоклазом, замещающих ксеногенный кварц, клинопироксен обогащен геденбергитовым миналом и имеет $mg\# = 0.19–0.30$.

В *Bas2* вкрапленники клинопироксена образуют субидиоморфные зональные кристаллы поперечником в десятки доли мм. Ядра вкрапленников представлены диопсидом с $mg\# = 0.79–0.81$ (рис. 4б), они имеют нечеткие диффузные границы. Клинпироксен ($mg\# = 0.73$) нарастает на ядра в виде промежуточных концентрических зон и интенсивно корродирует последние. В этих зонах присутствуют многочисленные включения зерен плагиоклаза An_{61-64} . Во внешних, весьма тонких каймах вкрапленников $mg\#$ составляет 0.52 (рис. 4б). Клинпироксен вкрапленников содержит 0.1–0.2 мас. % Cr_2O_3 .

В краевых зонах вкрапленников плагиоклаза нередко включены мелкие зерна Cpx с $mg\# = 0.70–0.72$ (рис. 4ж).

Зерна клинопироксена, нарастающие на оливинах, имеют $mg\# = 0.73–0.74$ и так же, как и вкрапленники, обрастают тончайшими каймами с $mg\# = 0.52$ (рис. 4а). Микролиты зональны и состоят из ядер ($mg\# = 0.73$) и кайм ($mg\# = 0.52–0.55$).

В *ABas* клинопироксен мелких вкрапленников представлен пижонитом с $mg\# = 0.53–0.63$, микролиты могут быть сложены как пижонитом, так и субкальциевым авгитом с $mg\# = 0.41–0.62$.

Таким образом, клинопироксены вкрапленников в *Bas1* и в *Bas2* имеют близкие по $mg\#$ ядра, причем в обоих породах клинопироксен в ядрах содержит небольшое количество Cr_2O_3 , но $mg\#$ промежуточных и краевых зон вкрапленников значительно различается (табл. 1). Клинпироксены

из *ABas* сильно отличаются от клинопироксенов из толеитовых базальтов *Bas1* и *Bas2*, причем никаких реликтов клинопироксенов, сходных с таковыми в толеитовых базальтах, в них не отмечено.

Плагиоклазы. Представительные составы плагиоклазов приведены в табл. 2.

В *Bas1* наиболее сложные по составу и строению выделения плагиоклаза представлены в обр. 7705/2. Здесь установлены плагиоклазы, кристаллизовавшиеся из расплава – это фенокристаллы, включения в ядрах и краевых зонах вкрапленников клинопироксена и микролиты. Также выявлены плагиоклазы, формировавшиеся в ходе реакционного взаимодействия с ксеногенным материалом – крупные мегакристы, зерна, замещающие ксеногенный кварц.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют призматический, длиннопризматический (до 300–400 мкм) габитус с отношением длины к ширине до 5–7. Для фенокристов характерна слабая нечеткая зональность: с однородным ядром и рекуррентно-зональными каймами. Центральные части фенокристов по составу соответствуют An_{67-71} , в их краевых частях содержание An составляющей снижается до 60 мол. %; включения плагиоклаза в центральных частях вкрапленников Cpx имеют состав An_{68} , в краях вкрапленников – An_{64} . Микролиты плагиоклаза имеют состав An_{54-60} .

Мегакристы встречаются в виде крупных призматических кристаллов длиной до 1.5 мм (рис. 4в–4д, 5), которые нередко образуют скопления. Отдельные мегакристы состоят из ядер, представляющих собой червеобразные срастания плагиоклаза и клинопироксена, и внешних

Таблица 1. Представительные составы клинопироксенов вулканитов ВКМ

Компо- ненты	Bas1 (обр. 7705/2)										Bas2 (обр. 8649/1)							ABas (обр. 175/198.0)			
	2	5	19	40	41	13	16	29	30	31	36	23	28	34	35	1	3	22	15		
	ядро вкрапленник	ядро вкрапленник	микролит	в ядрах мегакристов в срастании с P/		замещение кварца		вкрапленник			включ. в крявях зонах P/		нарастания на O/		микролит		вкрапленники			микролиты	
SiO ₂	52.36	50.78	48.90	50.93	50.61	47.46	45.19	52.23	51.17	50.35	51.12	53.48	50.37	51.80	50.27	50.51	51.37	49.71	50.21		
TiO ₂	0.44	0.97	1.29	0.86	0.77	0.84	1.69	0.45	0.73	0.86	0.72	0.27	0.86	0.62	0.82	0.42	0.56	0.70	0.92		
Al ₂ O ₃	2.29	1.88	3.23	1.50	3.10	2.15	2.89	2.46	2.06	1.08	2.26	0.49	1.08	1.97	1.08	0.65	1.51	0.78	1.39		
Cr ₂ O ₃	0.20	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
FeO	6.65	13.59	15.89	16.30	10.68	21.66	24.71	7.13	10.20	18.81	10.84	10.53	18.82	10.11	17.72	25.86	21.79	29.22	18.11		
MnO	0.15	0.32	0.33	0.44	0.29	0.25	0.45	0.15	0.27	0.48	0.23	0.30	0.45	0.21	0.42	0.63	0.49	0.74	0.44		
MgO	17.01	12.86	12.08	13.41	16.21	5.11	3.29	17.01	15.55	11.92	15.24	16.63	11.90	15.82	12.22	16.26	21.19	11.41	12.19		
CaO	20.57	19.44	17.76	16.45	16.77	22.39	21.45	20.12	18.91	16.18	18.33	18.46	16.15	18.84	16.50	4.86	2.65	7.82	16.44		
Na ₂ O	0.21	0.20	0.21	0.24	0.22	0.23	0.32	0.18	0.24	0.24	0.25	0.26	0.22	0.22	0.13	0.00	0.00	0.12	0.21		
Сумма	99.88	100.14	99.70	100.13	98.63	100.09	100.02	99.94	99.22	99.91	99.00	100.42	99.86	99.58	99.16	99.20	99.56	100.51	99.89		
mg#	0.82	0.63	0.58	0.59	0.73	0.30	0.19	0.81	0.73	0.53	0.71	0.74	0.53	0.74	0.55	0.53	0.63	0.41	0.54		
W ₀	38.4	38.8	34.3	33.4	31.7	46.0	46.1	37.3	36.6	34.3	35.9	37.1	34.2	36.6	34.6	10.9	6.5	18.8	11.7		
En	52.5	39.6	39.8	40.7	51.4	17.1	11.0	52.7	48.5	35.3	47.2	47.3	35.3	48.2	36.4	47.2	60.4	33.4	48.1		
Fs	9.0	21.6	25.9	25.9	16.9	36.9	42.9	10.0	14.9	30.4	16.9	15.5	30.5	15.3	29.0	41.9	33.1	47.8	40.2		

Примечание. mg# = MgO/(FeO + MgO).

Таблица 2. Представительные составы плагиоклазов вулканитов ВКМ

Компоненты		Bas1 (обр. 7705/2)											замещение кварца
		42	45	75	76	1	34	35	к3	к29	к5	к27	
		фенокристы		включения в Сpx		микролит	ядра метакристов домены P1 в сростании с Сpx		внутренние зоны		внешние зоны		
ядро	край	в ядре	в кайме		центр	край							
SiO ₂	49.57	52.17	50.82	51.83	54.88	53.24	51.44	54.00	51.18	49.77	50.51	49.57	
TiO ₂	0.00	0.14	0.07	0.11	0.42	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	31.08	28.83	30.09	29.49	26.91	28.57	30.19	28.01	29.69	31.09	30.22	31.08	
FeO	1.00	1.17	1.01	1.38	1.92	0.82	0.81	1.00	1.05	0.94	0.93	1.00	
MgO	0.08	0.14	0.16	0.16	0.33	0.10	0.07	0.07	0.10	0.13	0.09	0.08	
CaO	14.54	12.14	13.83	12.96	10.90	11.69	13.72	11.03	13.15	14.61	13.75	14.54	
Na ₂ O	3.13	4.30	3.51	3.91	4.76	4.59	3.48	5.02	3.88	3.11	3.52	3.13	
K ₂ O	0.14	0.35	0.20	0.28	0.46	0.29	0.18	0.44	0.18	0.13	0.17	0.14	
Сумма	99.55	99.23	99.69	100.12	100.60	99.31	99.89	99.68	99.24	99.77	99.19	101.09	
An	0.71	0.60	0.68	0.64	0.54	0.57	0.68	0.53	0.65	0.72	0.68	0.51	
		Bas2 (обр. 8649/1)											
		62	63	67	73	74	55	68	7	15	5	6	
		вкрапленники 1-типа		вкрапленники 2-типа		включение во вкраплен. Сpx		вкрапленники		микролиты			
		ядро	промеж. зона	край	ядро	край	ядро	край	ядро	край	ядро	край	
SiO ₂	47.37	50.66	51.26	50.05	51.49	52.37	51.36	53.01	55.78	55.31	58.78		
TiO ₂	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.11	0.00	0.00	0.09	0.16		
Al ₂ O ₃	32.81	30.37	29.58	30.60	29.61	29.26	29.81	28.48	27.21	27.10	25.00		
FeO	0.78	0.73	0.82	0.85	0.88	1.07	0.95	0.75	0.82	0.94	0.77		
MgO	0.11	0.15	0.14	0.18	0.17	0.18	0.13	0.07	0.10	0.06	0.00		
CaO	16.37	13.81	13.11	14.31	12.99	12.78	13.11	11.76	10.20	9.90	7.40		
Na ₂ O	2.10	3.60	3.99	3.32	4.06	4.20	3.99	4.71	5.56	5.72	6.88		
K ₂ O	0.00	0.08	0.08	0.06	0.07	0.15	0.10	0.21	0.29	0.30	0.56		
Сумма	99.61	99.39	98.99	99.37	99.27	100.11	99.58	98.99	99.96	99.42	99.54		
An	0.81	0.68	0.64	0.70	0.64	0.62	0.64	0.57	0.49	0.48	0.36		

Примечание. An – содержание анортита в плагиоклазе.

зональных кайм плагиоклаза (рис. 4г–4д, 5). Ядра занимают 80–90% площади мегакриста. Размер отдельных выделений клинопироксена и плагиоклаза в микрозернистом агрегате, выполняющем его ядро, достигает 30–50 мкм.

В ядре мегакристов плагиоклазовая составляющая образована доменами (фрагментами), имеющими зональное строение: центральные части являются более кислыми (An_{56-58}), а внешние зоны – более основными (An_{61-68}) (рис. 4г). Между отдельными доменами нет четких границ. На контакте с зернами клинопироксена присутствуют каемочки кислого стекла.

Каймы мегакристов, армирующие ядро, имеют зональное строение (рис. 4д, 5). Внутренние зоны, прилегающие к ядру, имеют состав An_{67-72} , а во внешних зонах доля анортитового минала уменьшается от 65–66 до 52–53 мол. %.

Плагиоклаз, образующийся по кварцу вместе с клинопироксеном, представляет собой тонкие мелкие лейсты длиной до 50 мкм состава An_{51-54} (рис. 4е).

В *Bas2* вкрапленники плагиоклаза длиной до 0.8 мм имеют длиннопризматическую форму с коэффициентом удлинения 5–7. Все они концентрически зональны (рис. 4ж). Встречены два типа вкрапленников *Pl*: 1) с высококальциевыми ядрами и промежуточными зонами, отвечающие битовниту An_{78-81} и битовнит-лабрадору An_{68-71} , соответственно; 2) с ядрами, по составу соответствующими промежуточным зонам *Pl* первого типа An_{68-71} . Краевые зоны и тех и других вкрапленников плагиоклаза имеют состав An_{64} и содержат многочисленные включения клинопироксена ($mg\#$ 0.70–0.71), в то время как ядра и промежуточные зоны вкрапленников не содержат включений минералов.

Краевые зоны крупных зерен клинопироксена содержат включения зерен плагиоклаза An_{61-64} , отвечающих по составу краевым зонам вкрапленников плагиоклаза. Тот же состав An_{62-64} имеют и ядра зональных микролитов длиннопризматического плагиоклаза (длиной до 100 мкм), которые обрастают тончайшими каймами андезинового состава (An_{45}).

В *ABas* призматические вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение (рис. 4з). Состав их меняется от лабрадора в ядрах (An_{55-59}) до андезина в краевых зонах (An_{49}). Микролиты основной массы меняют свой состав от An_{50-48} в центральных частях до An_{42-36} в краевых зонах (табл. 2).

Таким образом, *Bas2* содержат плагиоклазы-вкрапленники, сходные по составу с плагиоклазами из *Bas1*, но помимо таких плагиоклазов в них присутствует генерация вкрапленников, не отмеченная в *Bas1*. Плагиоклазы из *ABas*, так же как клинопироксены, сильно отличаются от плагиоклазов из толеитовых базальтов *Bas1* и *Bas2*, причем

никаких реликтов плагиоклазов, сходных с таковыми в толеитовых базальтах, в них не отмечено.

Титаномагнетиты из *ABas* характеризуются содержанием 60–70% ульвошпинелевого минала, могут содержать до 1.7 мас. % MgO.

Геохимическая характеристика

Вулканыты ВКМ представлены базальтами, андезибазальтами и андезитами. Дайки долеритов Восточного Приазовья по составу отвечают трахибазальтам (рис. 7, табл. 3).

Базальты и микродолериты *Bas1* и *Bas2* имеют петрохимический облик, типичный для толеитовых базальтов: они характеризуются умеренным обогащением Fe ($mg\#$ 42–52) и Ti, низким общим содержанием щелочных оксидов с резким обеднением калием ($Na_2O/K_2O = 3–12$) при SiO_2 47–51 мас. % (табл. 3).

Bas1 отличаются от *Bas2* пониженной $mg\#$ (42–49 и 49–52 соответственно), более высокими концентрациями Ti и P, но, прежде всего, повышенными концентрациями K (в 1.5–4 раза по сравнению с *Bas2*) (табл. 3).

Вариации петрохимического состава *Bas2* относительно SiO_2 и $mg\#$ незначительны, наиболее заметно небольшое снижение концентраций SiO_2 по мере снижения $mg\#$ (рис. 8), что вполне объяснимо фракционированием ассоциации клинопироксена и среднего плагиоклаза (табл. 1–3). Для *Bas1* вариации концентраций породообразующих оксидов более выражены и соответствуют обогащению расплавов оксидами Si, Fe, Ti, K и P по мере снижения $mg\#$ (рис. 8). Единного тренда фигуративные точки *Bas1* и *Bas2* на вариационных диаграммах не образуют (рис. 8).

Андезиты и андезибазальты *ABas* – это наименее магниезиальные и наиболее кремнекислые из изученных пород ($mg\#$ 28–31 при SiO_2 52–60 мас. %). Так же как толеитовые базальты, они остаются в поле пород нормальной щелочности (рис. 7), но щелочи в *ABas* относительно толеитовых базальтов обогащены калием ($Na_2O/K_2O = 2.3–3.5$). Кроме того, они обогащены P, а наиболее основные их разности – Ti (табл. 3).

Особенности вариаций петрохимического состава *ABas* – это возрастание концентрации SiO_2 и K_2O и уменьшение – TiO_2 , P_2O_5 по мере роста $mg\#$ (рис. 8, табл. 3). Они определяются эффективным удалением Fe с рудной фазой и хорошо согласуются с фракционированием ассоциации плагиоклаза + титаномагнетит + ильменит + клинопироксен, представленной во вкрапленниках в этих породах.

Долериты Приазовья характеризуются меньшей, чем базальты ВКМ, магниезиальностью ($mg\#$ 33–40) при более высоких содержаниях SiO_2 (50–54 мас. %). Они более титанистые ($TiO_2 = 2.6–3.6$ мас. %), а содержания щелочей в них выше,

Таблица 3. Составы базальтоидов северо-востока ВКМ и долеритов Приазовья

Компо- ненты	Bas1			Bas2						ABas							Долериты Приазовья		
	7705/2	39/12	175/ 150	7705/1	8649/1	8649/2	2г/18г	2г/39г	175/ 168	175/ 179	175/ 186.0	175/ 186.6	175/ 193	175/ 198	175/ 206.2	175/ 208.5	AZ-1	AZ3	463/2
SiO ₂	44.91	50.18	48.74	47.72	47.21	47.92	48.78	46.53	56.17	58.70	57.25	57.51	57.74	55.16	54.22	52.61	52.81	46.40	48.92
TiO ₂	1.78	1.64	1.88	1.51	1.59	1.45	1.54	1.53	1.49	1.44	1.49	1.56	1.43	1.81	1.87	2.22	2.57	2.54	3.29
Al ₂ O ₃	14.39	12.94	13.67	13.59	13.10	13.08	13.50	12.93	14.12	14.28	14.32	14.10	14.48	14.69	14.79	13.46	11.17	16.37	12.35
Fe ₂ O ₃	13.89	14.09	15.29	12.95	14.03	13.49	12.57	14.63	11.34	10.33	11.57	11.76	10.27	12.69	13.74	15.85	13.87	13.28	16.18
MnO	0.164	0.198	0.22	0.203	0.208	0.186	0.208	0.159	0.18	0.18	0.18	0.187	0.16	0.206	0.186	0.194	0.150	0.172	0.460
MgO	6.75	5.83	5.52	7.14	6.69	6.94	6.84	7.40	2.50	2.21	2.42	2.70	2.78	2.47	2.48	3.20	4.48	4.21	3.99
CaO	9.72	10.43	10.38	12.09	11.69	11.58	12.14	10.39	6.48	6.07	5.68	5.70	5.76	6.44	6.74	6.79	7.63	7.53	2.83
Na ₂ O	2.42	2.40	2.40	2.14	2.21	2.28	2.27	1.74	3.51	3.58	3.84	3.41	3.83	3.74	3.78	3.11	3.28	3.30	2.86
K ₂ O	0.40	0.48	0.68	0.14	0.31	0.15	0.18	0.20	1.00	1.26	1.41	1.46	1.38	1.22	1.15	1.06	1.20	1.86	1.60
P ₂ O ₅	0.16	0.13	0.16	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.45	0.36	0.36	0.35	0.38	0.43	0.41	0.37	0.18	0.32	0.14
П.л.п.	5.17	1.46	0.82	3.33	2.82	2.64	1.64	4.16	2.49	1.29	1.19	0.98	1.50	0.85	0.37	0.87	2.68	3.54	6.50
Сумма	99.75	99.78	99.79	99.80	99.82	99.83	99.79	99.78	99.73	99.70	99.71	99.72	99.71	99.71	99.74	99.73	100.02	99.52	99.12
mg#	49.1	45.0	41.7	52.2	48.6	50.5	51.9	50.1	30.4	29.8	29.3	31.3	34.9	27.8	26.3	28.6	39.0	38.6	32.8
Li	9.3	6.6	12.5	5.7	5.2	6.6	7.4	24.4				10.8		9.4	9.0	8.0			21.0
Be	1.6	1.0	0.79	0.43	0.54	0.68	0.56	0.44				1.7		1.6	1.5	1.5			1.0
Sc	45.7	41.1	38.2	44.7	43.3	43.4	44.8	47.5				19.0		22.2	22.7	23.9			32.4
V	341	336	313	331	344	294	326	330				158		210	236	252	375		442
Cr	89.3	76.7	171	132	83.8	86.2	143	83.6				39.2		38.2	44.0	43.3			44.6
Co	41.5	53.1	47	46.9	54.2	53.2	47.1	51.2				27.9		35.7	37.6	38.2	38.1		61.7
Ni	69.1	54.9	77	74.1	67.5	68.7	71.0	69.5				17.6		19.4	23.2	22.5	13.0		20.7
Cu	174	198	195	169	168	159	163	180				58.7		66.6	75.2	78.5	143		104
Zn	138	116	136	100	98.9	93.3	113	111				135		151	147	153	93		154
Ga	25.5	19.6	21.2	18.3	18.2	17.7	18.4	17.8				22.4		23.3	23.4	23.6			
Rb	6.9	8.9	17.4	1.8	1.6	1.3	1.8	2.7				21.5		18.8	17.6	16.5	49.7		92.6
Sr	372	225	230	277	255	254	273	218				425		391	369	358	340		399
Y	22.6	32.3	34.0	23.4	23.7	22.7	25.1	24.7				45.6		47.2	44.5	47.9	34.0		29.3
Zr	175	159	137	94.3	104	96.5	104	89.3				271		267	252	253	169		186
Nb	23.2	14.0	7.7	5.7	6.1	5.6	5.9	4.9				14.5		15.1	14.7	15.1	10.4		8.1
Cs	0.34	0.32	0.77	0.047	0.08	0.10	0.10	0.36				0.17		0.19	0.17	0.19			

Таблица 3. Окончание

Компо- ненты	Bas1			Bas2						ABas							Долериты Приазовья		
	7705/2	39/12	175/ 150	7705/1	8649/1	8649/2	2г/18г	2г/39г	175/ 168	175/ 179	175/ 186.0	175/ 186.6	175/ 193	175/ 198	175/ 206.2	175/ 208.5	AZ-1	AZ3	463/2
Ba	152	154	204	88.6	119	89.7	84.8	108	97.0			730		610	555	516	241		733
La	19.0	14.3	12.3	7.1	7.1	8.7	7.6	8.0	6.3			32.1		30.3	28.7	24.7	15.7		13.8
Ce	46.4	33.8	29.9	17.6	17.9	20.9	18.8	19.5	16.1			69.0		66.8	63.7	60.8	38.0		35.5
Pr	5.2	4.3	3.9	2.5	2.5	2.8	2.6	2.7	2.3			8.2		7.9	7.6	7.4	5.2		4.8
Nd	22.1	19.7	18.3	12.2	12.6	13.7	12.7	13.6	11.7			35.6		35.7	34.7	33.8	23.8		23.2
Sm	4.9	5.1	4.9	3.5	3.6	3.8	3.5	3.8	3.4			8.1		8.4	8.3	8.3	5.8		6.0
Eu	1.6	1.6	1.6	1.3	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3			2.7		2.8	2.9	2.8	1.8		2.1
Gd	5.1	5.9	6.1	4.4	4.6	4.6	4.4	4.7	4.4			8.7		9.1	9.3	9.3	6.6		6.6
Tb	0.81	1.0	1.01	0.73	0.76	0.76	0.71	0.77	0.72			1.4		1.5	1.5	1.5	1.1		1.1
Dy	5.0	6.3	6.3	4.6	4.8	4.7	4.5	4.9	4.6			8.3		9.0	8.8	9.0	6.4		6.4
Ho	0.98	1.3	1.3	0.96	0.99	0.99	0.96	1.03	0.96			1.68		1.82	1.82	1.85	1.3		1.3
Er	2.7	3.9	3.9	2.8	2.9	2.8	2.7	3.0	2.7			4.8		5.2	5.2	5.3	3.6		3.6
Tm	0.38	0.54	0.54	0.39	0.40	0.40	0.38	0.41	0.39			0.69		0.72	0.73	0.74	0.52		0.49
Yb	2.6	3.6	3.7	2.5	2.8	2.6	2.5	2.7	2.6			4.6		4.8	4.8	5.0	3.2		3.1
Lu	0.37	0.53	0.54	0.37	0.40	0.38	0.36	0.39	0.36			0.67		0.71	0.70	0.74	0.46		0.44
Hf	4.2	4.2	3.6	2.4	2.6	2.5	2.4	2.7	2.4			6.4		6.2	5.9	6.0	4.8		4.3
Ta	1.4	1.0	0.73	0.47	0.51	0.44	0.41	0.47	0.41			1.0		1.0	1.0	1.0	0.7		0.6
Pb	3.69	2.22	3.68	0.86	1.57	1.99	1.37	0.98	0.79			6.08		8.69	3.72	3.94			8.6
Th	2.81	1.58	1.73	0.45	0.59	0.91	0.83	0.53	0.42			1.61		1.54	1.48	1.48			1.78
U	0.71	0.57	0.64	0.15	0.20	0.27	0.25	0.18	0.15			0.52		0.51	0.48	0.49			0.73
Th/Yb	1.08	0.44	0.47	0.18	0.21	0.35	0.33	0.20	0.16			0.35		0.32	0.31	0.30	0.00		0.57
Ba/La	8.00	10.77	16.59	12.48	16.76	10.31	11.16	13.50	15.40			22.74		20.13	19.34	20.89	15.35		53.12
Nb/La	1.22	0.98	0.63	0.80	0.89	0.70	0.74	0.74	0.78			0.45		0.50	0.51	0.61	0.66		0.59
Zn/Cu	0.79	0.59	0.70	0.59	0.62	0.59	0.59	0.69	0.62			2.30		2.27	1.95	1.95	0.65		1.48
Rb/Sr	0.02	0.04	0.08	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01			0.05		0.05	0.05	0.05	0.15		0.23
Ba/Sr	0.05	0.06	0.09	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03			0.03		0.03	0.03	0.03	0.21		0.13

Примечание. mg# = $100 \times (\text{MgO}/40.3044 / (\text{MgO}/40.3044 + 0.89981 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/71.8464))$.

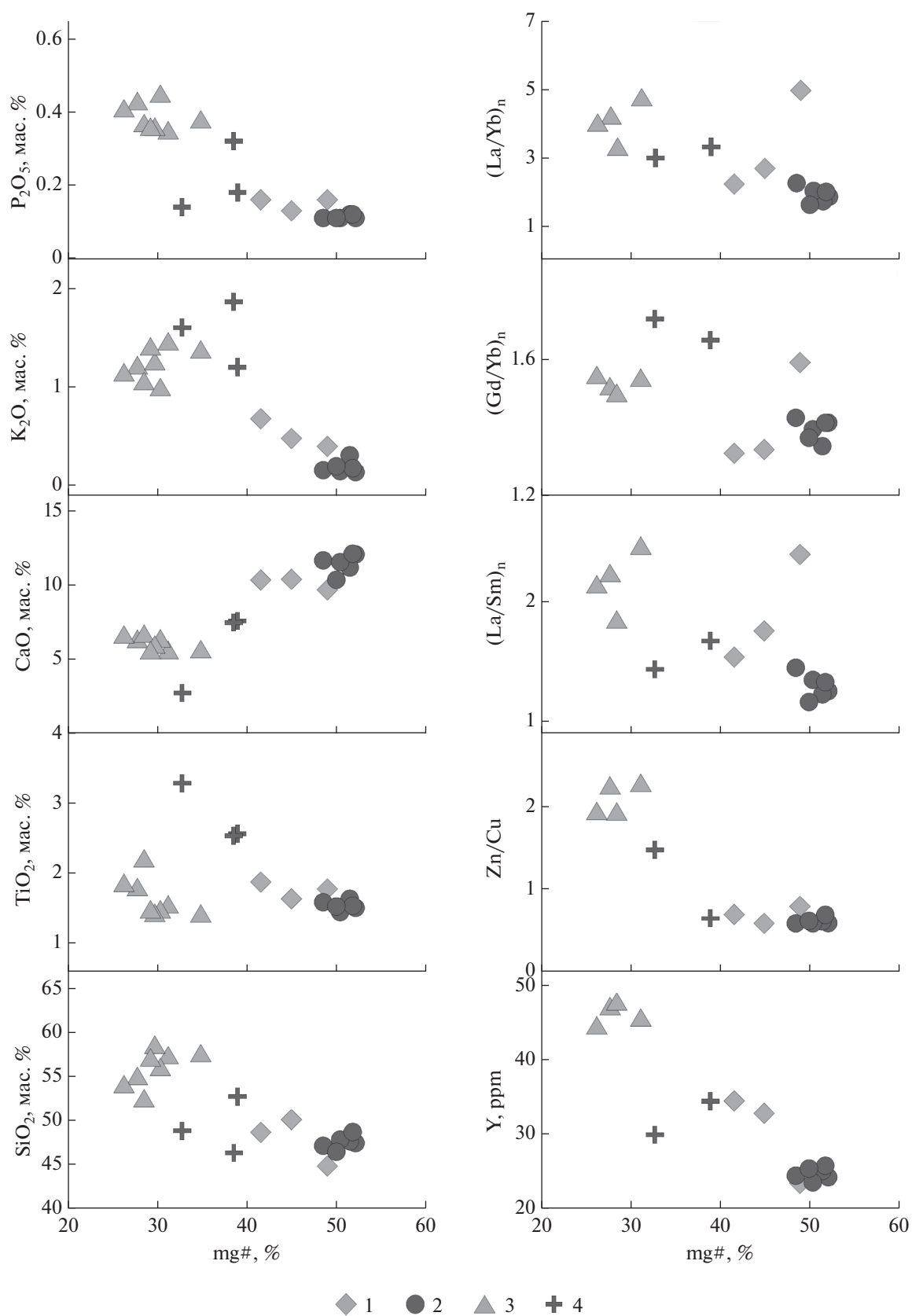


Рис. 8. Вариационные диаграммы для вулканитов ВКМ. 1–3 – вулканиты ВКМ, 1 – базальты *Bas1*, 2 – толеитовые базальты *Bas2*, 3 – андезитобазальты и андезиты *ABas*; 4 – долеритовые дайки Приазовья.

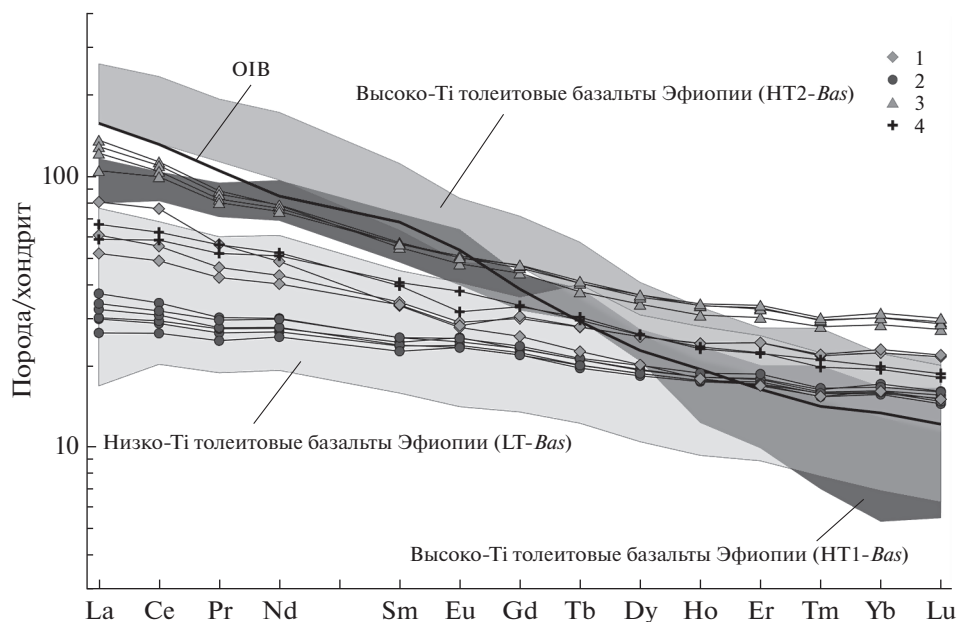


Рис. 9. Распределение РЗЭ в вулканитах ВКМ и долеритовых дайках Приазовья. 1–3 – вулканиты ВКМ, 1 – базальты *Bas1*, 2 – толеитовые базальты *Bas2*, 3 – андезибазальты и андезиты *ABas*; 4 – долеритовые дайки Приазовья. Составы базальтов Эфиопской провинции по (Vesalova et al., 2009). Составы OIB и хондрита C1 по (Sun, McDonough, 1989).

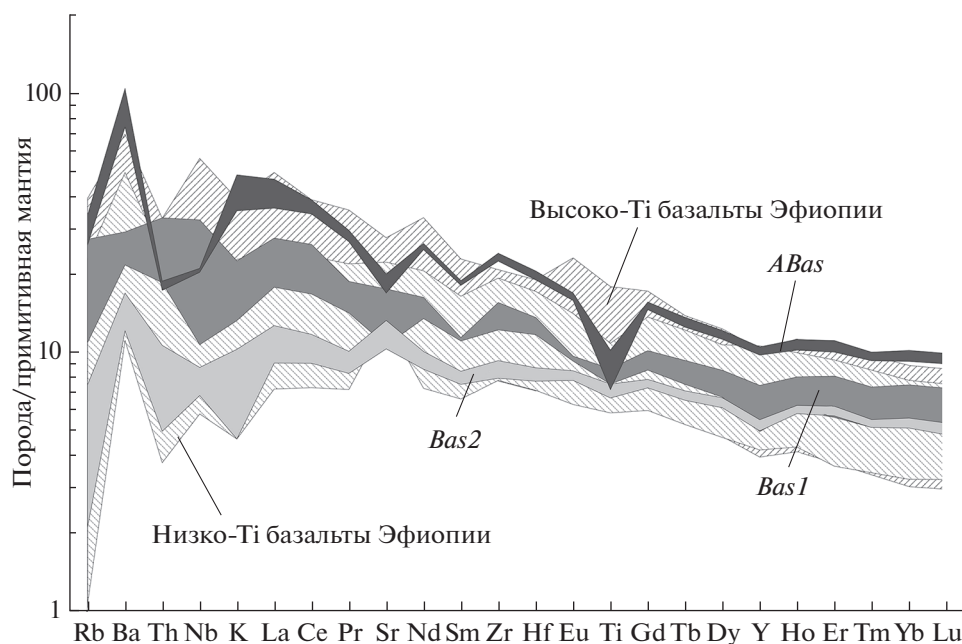


Рис. 10. Мультиэлементная диаграмма для вулканитов ВКМ. Составы низко-Ті базальтов Эфиопской провинции по (Kieffer et al., 2004), высоко-Ті Эфиопского рифта по (Ayalew et al., 2016).

и на рис. 11. Возраст для расчетов изотопных отношений, исходя из стратиграфического положения вулканитов в верхах верхнефранских отложений, принят в 372 млн лет (Cohen et al., 2013). Изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в вулканитах варьирует от 0.7034 до 0.7066. Базальты *Bas1* и *Bas2* характеризуются умеренно-радиогенными

значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7043\text{--}0.7048$, за исключением *Bas1* (обр. 7705/2), имеющего наиболее радиогенное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7066$ среди всех изученных пород.

Андезибазальты *ABas* имеют низкоррадиогенные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7034\text{--}0.7048$. *ABas* отличаются весьма свежим петрографическим

Таблица 4. Изотопный состав Sr и Nd в вулканитах ВКМ

Компоненты	Bas1		Bas2					ABas		
	7705/2	39/12	2г/18г	2г/39г	7705/1	8649/2	175/174.8	175/208.5	175/198	175/186.6
Rb, ppm	7.38	11.0	2.00	3.08	5.47	1.10	1.28	18.4	20.9	23.7
Sr, ppm	450	287	338	263	341	283	318	416	446	482
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.047	0.111	0.017	0.034	0.046	0.011	0.012	0.128	0.138	0.142
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70682	0.70489	0.70462	0.70485	0.70506	0.70488	0.70490	0.70429	0.70420	0.70415
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Т}}$	0.7066	0.7043	0.7045	0.7047	0.7048	0.7048	0.7048	0.7036	0.7035	0.7034
Sm, ppm	4.12	4.99	3.54	3.26	3.58	3.48	—	—	7.94	—
Nd, ppm	15.8	19.0	12.4	10.9	12.23	12.05	—	—	33.3	—
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1577	0.1587	0.1720	0.1812	0.1770	0.1744	—	—	0.1442	—
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512559	0.512698	0.512721	0.512779	0.512764	0.512689	—	—	0.512514	—
$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	0.3	3.0	2.8	3.5	3.4	2.1	—	—	0.1	—

Примечание. *Bas1* – толеитовые базальты с обогащенными геохимическими характеристиками; *Bas2* – толеитовые базальты; *ABas* – андезитобазальты. Начальные изотопные параметры Sr и Nd рассчитаны на возраст 372 млн лет, с учетом современных составов UR ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0825$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$) и CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$).

обликом и низкими величинами потерь летучих (табл. 3), что дает основания считать, что их Rb-Sr система после закрытия не была нарушена. Для них наблюдается обратная корреляция ($r = -0.98$) величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения и концентрации Sr, тогда как для базальтов *Bas1* и *Bas2* корреляция между этими величинами отсутствует ($r = -0.10$) (рис. 12а). Наличие обратной корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Sr в *ABas* указывает на ассимиляцию и/или ассимиляцию + фракционную кристаллизацию (AFC-процесс) полевого шпата с примитивным изотопным составом Sr. Изотопная гетерогенность *ABas* также свидетельствует, что на момент их излияния в магматической камере не было достигнуто равновесное распределение Sr и изотопный состав жидкости и твердых фаз мог различаться (Beard, 2008).

Sm-Nd изотопный состав вулканитов соответствует интервалу значений $\epsilon_{\text{Nd}}(372)$ от +0.1 до +3.5. Базальты *Bas2* характеризуются весьма радио-генными изотопными составами Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(372) = 2.1-3.5$). Базальты *Bas1* (обр. 39/12) также имеют относительно высокое положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(372) = 3.0$, тогда как базальты этого же типа в обр. 7705/2, в котором отмечено высокордио-генное ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношение, имеют значительно менее радиогенное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(372) = 0.3$. Заметим, что этот образец отличается гетерогенно-стью геохимического состава, выраженной несколько различным уровнем концентраций Nd и Sm по данным ICP-MS (табл. 3) и изотопного раз-бавления (табл. 4), очевидно связанной с обиль-ным присутствием коровых микроксенолитов, которую не удалось преодолеть в ходе пробопод-готовки. Учитывая это, изотопный состав Nd для обр. 7705/2 соответствует $\epsilon_{\text{Nd}}(372) = 0.3-1.0$.

Наименее радиогенный изотопный состав Nd характерен для андезитобазальтов: $\epsilon_{\text{Nd}}(372) = 0.1$.

Полученные для воронежских вулканитов данные по изотопному составу Nd и Sr (рис. 11) близки изотопным параметрам магматитов Дне-про-Донецкого прогиба (Wilson, Lyashkevich, 1996), Донбасса (Chalot-Prat et al., 2007) и кимбер-литов Восточного Приазовья (Юткина и др., 2004). Обращают на себя внимание два тренда из-менения изотопного состава Sr при уменьшении значения $\epsilon_{\text{Nd}}(372)$: 1) увеличение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и 2) уменьшение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Причины такого пове-дения изотопных систем вулканитов обсуждаются ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Коровая контаминация Bas и ABas

Анализ петрографических и изотопно-геохи-мических характеристик вулканитов ВКМ пока-зывает, что многие из них несут отчетливые при-знаки коровой контаминации исходных мантий-ных расплавов. По характеру этих признаков мы можем выделить две группы пород: 1) базальты *Bas* и 2) андезиты и андезитобазальты *ABas*.

Коровая контаминация Bas. Для *Bas1* (обр. 7705/2) наблюдаются несомненные петрографические и изотопно-геохимические признаки захвата рас-плавом корового вещества. Порода содержит фрагменты ксеногенного кварца и мегакристы плагиоклаза, в которых мелкозернистое клино-пироксен-плагиоклазовое ядро армировано зо-нальной плагиоклазовой каймой (рис. 4в–4д).

Анализ экспериментальных исследований (Erdmann et al., 2010, 2012) и моделей (Beard et al., 2005) процессов ассимиляции магматическими

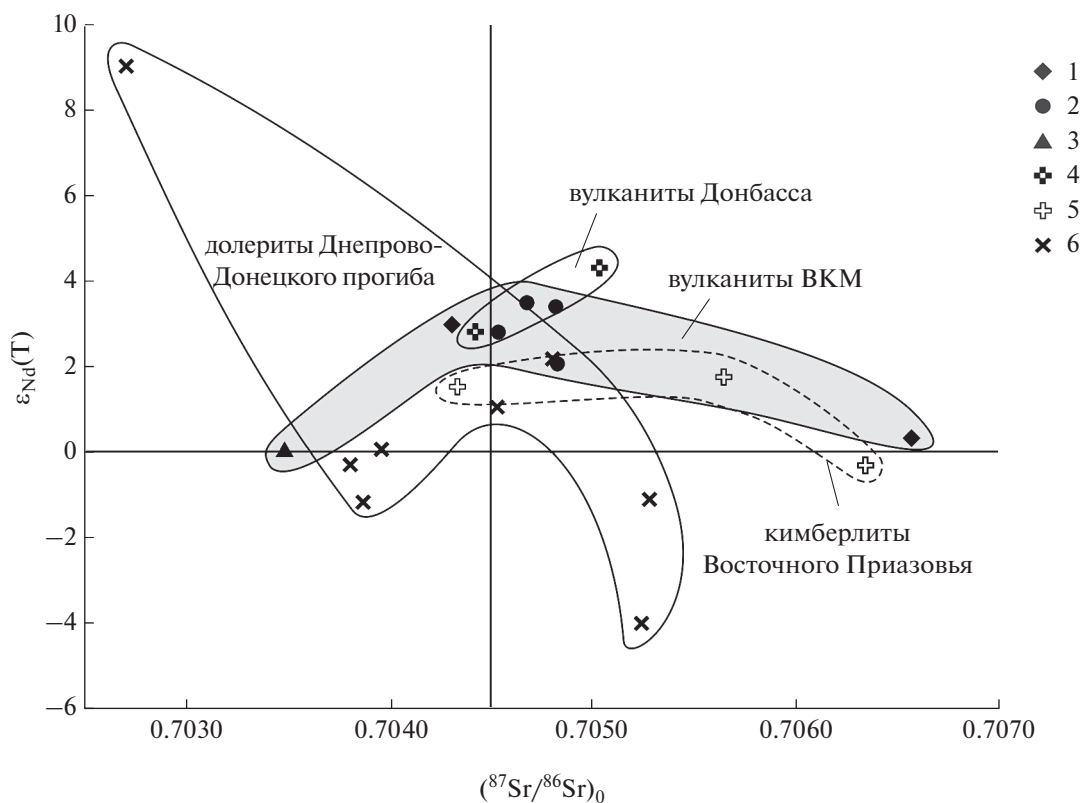


Рис. 11. Изотопный состав Sr и Nd в вулканитах ВКМ. 1–3 – вулканиты Воронежского кристаллического массива: 1 – базальты, *Bas1*, 2 – толеитовые базальты, *Bas2*, 3 – андезибазальты, *ABas* (обр. 175/198); 4 – вулканиты Донбасса, по (Chalot-Prat et al., 2007); 5 – кимберлиты Приазовья, по (Юткина и др., 2004); 6 – вулканиты Днепровско-Донецкого прогиба, по (Wilson, Lyashkevich, 1996).

расплавами ксеногенного материала, а также текстурно-структурных наблюдений вулканических пород (McCanta et al., 2007; Andrews et al., 2008; Chiaradia et al., 2011 и др.) и экспериментов по распаду амфибола в вулканитах (Rutherford, Hill, 1993) позволяет предположить две модели формирования мегакристов плагиоклаза.

Модель 1. Исходно мегакристы плагиоклаза представляли собой крупные кристаллы лабрадора, сохранившиеся только в виде реликтов во внутренних зонах плагиоклазовых доменов клинопироксен-плагиоклазового ядра, в которых доля *An* составляет 0.52–0.54 (рис. 4в–4г, 6). Попадание таких кристаллов в более основной и высокотемпературный (или с более высоким содержанием H_2O) расплав (расплав-хозяин) приводило к растворению кристаллов, в результате чего они потеряли кристаллографический габитус и приобрели резорбированную округлую форму, которую мы сейчас наблюдаем у клинопироксен-плагиоклазового ядра. В экспериментах (Egdmann et al., 2012) было отмечено, что с увеличением содержания H_2O в расплаве находившиеся в нем ксенокристы плагиоклаза приобретали все более и более округлую форму. Помимо растворения краев кристаллов

происходило также частичное растворение его внутренней части по ослабленным кристаллографическим зонам (спайность, дефекты кристаллов, механические трещины) с образованием сети связанных каналов, в результате чего произошло образование пористой, “губчатой” текстуры кристалла. Поры в кристалле заполнялись базитовым расплавом-хозяином, что приводило к диффузионному взаимодействию с лабрадором из стенок пор и формированию диффузной пятнистой зональности плагиоклазовых доменов с реликтовыми ядрами состава An_{52-54} и внешними зонами состава An_{56-58} (рис. 4г).

Изменение условий в расплаве (понижение температуры, потеря воды и др.) привело к кристаллизации внешней каймы резорбированных губчатых мегакристов, осаждению плагиоклаза на стенках пор мегакристов и кристаллизации в них клинопироксена, а также образованию фенокристов. Внутренние зоны из кайм, облегающих ситовидные мегакристы, имеют состав An_{65-72} , что соответствует центральным частям фенокристов. Наиболее внешние зоны плагиоклазовых доменов в мегакристах характеризуются составами An_{60-71} , а кристаллы клинопироксенов в порах ме-

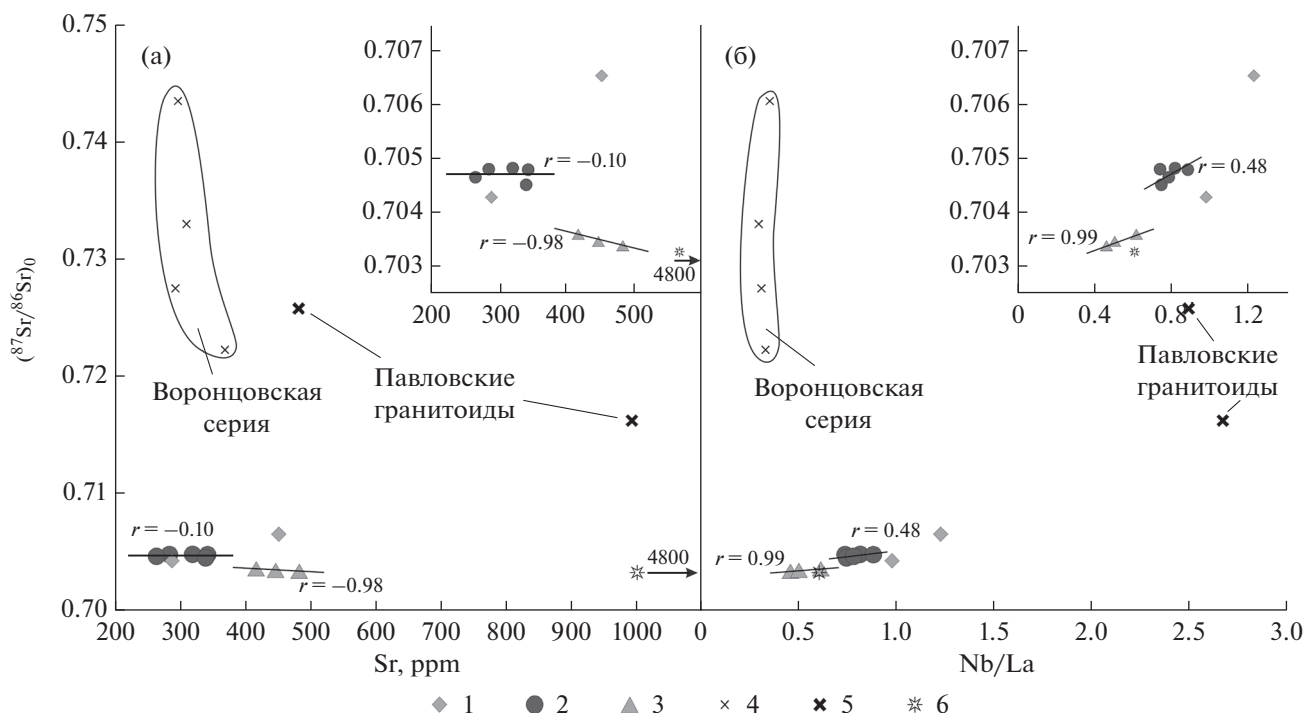
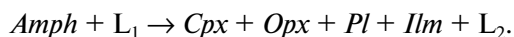


Рис. 12. Диаграммы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ –Sr (а) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ –Nb/La (б) для вулканитов ВКМ. 1 – базальты, *Bas1*; 2 – толеитовые базальты, *Bas2*; 3 – андезибазальты и андезиты, *ABas*; 4 – метатурбидиты воронцовской серии, *PR₁*, по (Щипанский и др., 2007); 5 – гранитоиды павловского комплекса, *PR₁*, по (Щипанский и др., 2007); 6 – сиенит артюшковского комплекса, *Є* (наши неопубликованные данные).

гакристов варьируют по $\text{mg}\#$ от 0.58 до 0.73, что перекрывает составы краевых частей фенокритов и части микролитов (рис. 13).

Затем, при дальнейшем снижении температуры и изменении состава расплава, связанного как с кристаллизационной дифференциацией самого расплава-хозяина, так и ассимиляцией расплавом кислых фрагментов, произошла кристаллизация плагиоклаза An_{52-54} внешних частей каймы мегакристов, части микролитов (An_{51-54}), а также плагиоклаза An_{51-54} и железистого клинопироксена ($\text{mg}\#$ 0.19–0.29), развивающихся по ксеногенному кварцу (рис. 4д, 4е).

Модель 2. Исходно мегакристы плагиоклаза представляли собой амфибол-плагиоклазовые сростки либо кристаллы амфибола. Как было показано в (Rutherford, Hill, 1993; Chiaradia et al., 2011; McCanta et al., 2007 и др.), при декомпрессии за счет потери воды, которая больше не стабилизирует амфибол, происходит реакция:



В результате формируется опацитовая (с преобладанием Fe-Ti оксидов) или габбровая ($\text{Cpx} + \text{Pl}$) ассоциация, которая облекает амфибол в виде каймы или замещает его полностью (примеры “габбрового” замещения в Chiaradia et al., 2011; McCanta et al., 2007).

Клинопироксен-плагиоклазовая (габбровая) ассоциация, заполняющая ядра мегакристов, не исключает первоначального присутствия амфибола.

Предпочтительной нам представляется модель 1, которая в *Bas1* поддерживается хорошей корреляцией состава мегакриста с изменением состава плагиоклаза и клинопироксена в породе. Однако клинопироксен не является типичным включением для губчатых, ситовидных плагиоклазов, а структурный облик клинопироксен-плагиоклазового заполнения мегакристов очень сходен с габбровой ассоциацией, развивающейся по амфиболу при дегидратации (Chiaradia et al., 2011; McCanta et al., 2007), что позволяет предполагать и модель 2. В любом случае, присутствие мегакристов плагиоклаза и ксенокритов кварца указывает на захват относительно примитивным базальтовым расплавом материала, находившегося в твердом состоянии и имевшего более кислый состав. При этом то обстоятельство, что составы плагиоклазов (кроме реликтовых) и клинопироксенов из мегакристов соответствуют общему кристаллизационному тренду расплава, который отражают составы ядер фенокритов плагиоклаза и клинопироксена в направлении их краев и далее к микролитам (рис. 13, 14), свидетельствует, что коровый контаминант не оказал существенного

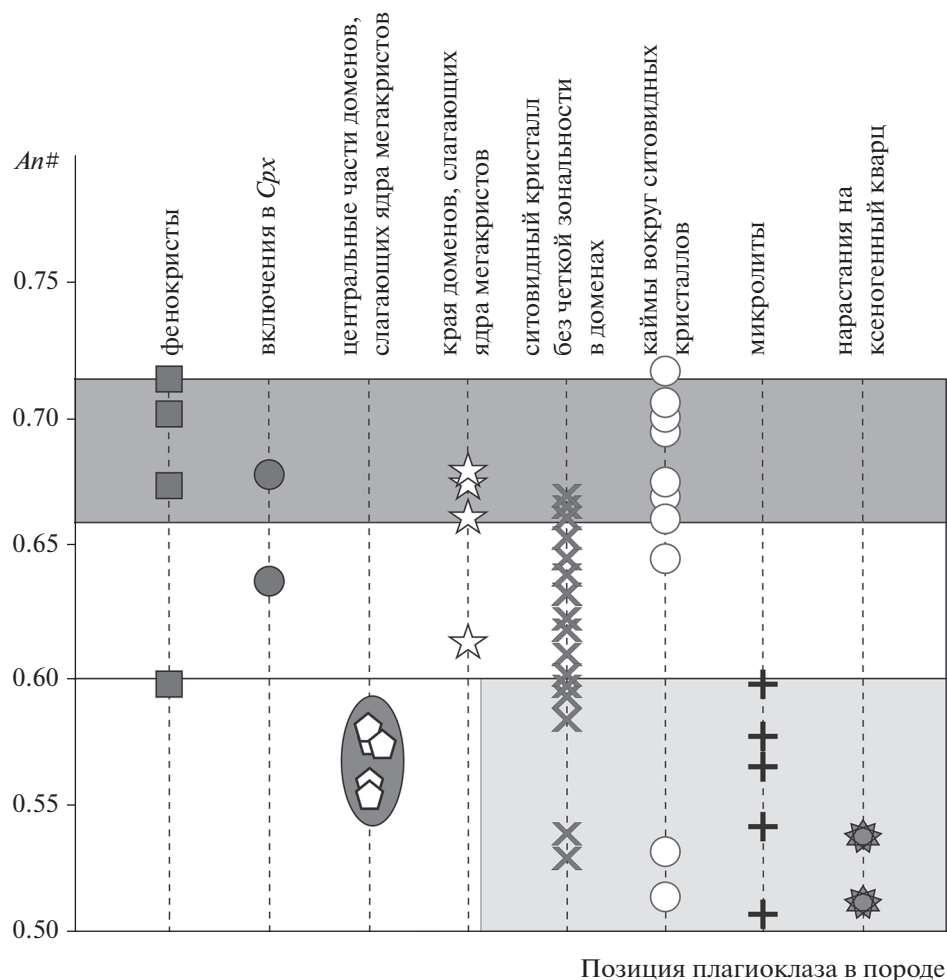


Рис. 13. Составы и петрографическая позиция плагиоклазов в базальте *Bas1*, обр. 7705/2.

влияния на состав главных компонентов расплава и ход его эволюции.

Однако геохимическая, а также Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические системы *Bas1* оказались чувствительны к коровой контаминации, о чем свидетельствуют высокое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ соотношение и низкое значение $\epsilon_{\text{Nd}}(372)$ (рис. 11) в сравнении с прочими вулканитами ВКМ (см. табл. 4).

Наиболее вероятным верхнекоровым контаминантом представляются метатурбидиты PR₁ воронцовской серии, находящиеся на поверхности кристаллического фундамента, подстилающие девонские отложения. Составы метатурбидитов и их изотопно-геохимические характеристики приведены в работе (Щипанский и др., 2007). Однако метаосадки воронцовской серии, которые в момент излияния базальтов характеризовались высокоррадиогенным изотопным составом Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{372} = 0.7222-0.7330$), имеют низкие концентрации Sr и пониженные значения соотношения HFSE/LREE, что не позволяет рас-

сматривать их в качестве вероятного контаминанта, поскольку *Bas1* отличается от *Bas2*, помимо более радиогенного изотопного состава Sr, также более высокими концентрациями этого элемента и повышенными содержаниями HFSE (рис. 12).

Учитывая отмеченные выше геохимические особенности *Bas1*, мы предполагаем, что в качестве контаминанта могли выступать PR₁ гранитоиды павловского комплекса или их аналоги. Геологическая ситуация допускает такое предположение, поскольку воронцовская серия надвинута на комплексы лосевской зоны, включающие павловские гранитоиды (Щипанский и др., 2007). Эти гранитоиды в момент излияния базальтов характеризовались высокоррадиогенным изотопным составом Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{372} = 0.7258-0.7308$) и низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(372) = -21...-23$. Они обогащены Sr (580–1000 ppm) и HFSE (Щипанский и др., 2007) и имеют высокие Nb/La соотношения (рис. 12).

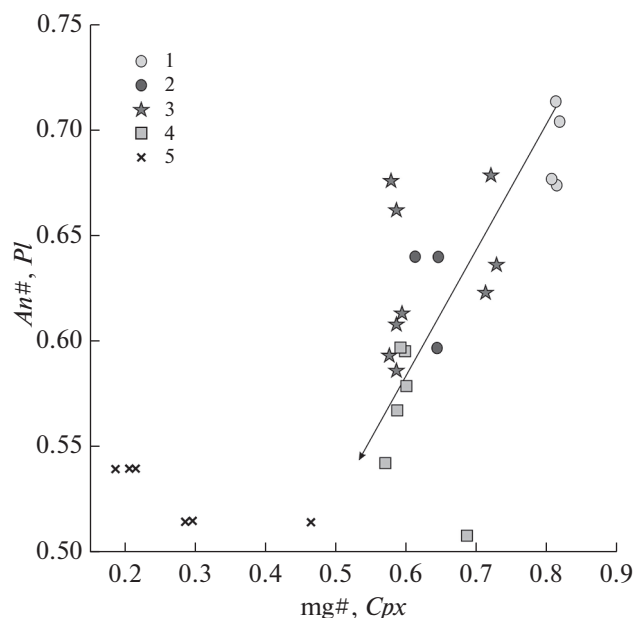


Рис. 14. Составы совместно кристаллизующихся плагиоклазов и клинопироксенов в базальте *Bas1*, обр. 7705/2. Стрелкой показан кристаллизационный тренд расплава. 1 – фенокристы, ядра; 2 – фенокристы, края; 3 – симплектитовые срастания по мегакристам *Pl*; 4 – микролиты; 5 – замещение ксеногенного кварца.

Полученные результаты могут объяснить наблюдаемый для вулканитов ВКМ, части вулканитов ДДП, Донбасса и Приазовья (рис. 11) тренд – увеличение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ при снижении $\epsilon_{\text{Nd}}(372)$ в процессе контаминации раннедокембрийским верхнекорovým веществом.

Коровая контаминация *ABas*. Андезиты и андезибазальты *ABas*, в отличие от *Bas1*, не несут прямых петрографических свидетельств контаминации, но показывают ее признаки в изотопно-геохимическом составе. Изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ имеет высокую корреляцию с концентрацией Sr (рис. 12), причем по мере увеличения вклада контаминанта (рост концентрации Sr) происходит уменьшение величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношения. *ABas* характеризуются низкорациогенными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношениями и близким к нулю значением $\epsilon_{\text{Nd}}(372)$ (рис. 11). Такие соотношения делают маловероятным предположение о том, что контаминант являлся древним верхнекорovým веществом. Высокое Rb/Sr отношение в верхней коре приводит к высокорациогенному изотопному составу Sr в ней; напротив, низкое Rb/Sr отношение в нижней коре (Rudnick, Gao, 2003) приводит к низкорациогенному изотопному составу Sr. Соответственно, в случае *ABas* изотопно-геохимические данные указывают на вклад нижнекорového или относительно “молодого” верхнекорového вещества.

Прямые данные по составу и возрасту нижней коры Воронцовского террейна ВКМ отсутствуют. Кроме того, гипотетическая нижняя кора с возрастом 2.1 млрд лет (возраст формирования Воронцовского террейна, Щипанский и др., 2007), рассчитанная согласно составу нижней коры по (Rudnick, Gao, 2003), будет иметь низкие концентрации Sr (348 ppm) и относительно высокорациогенный изотопный состав Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{372} = 0.7042$), что исключает ее в качестве контаминанта для *ABas*, имеющих $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{372} = 0.7034–0.7036$ при 420–480 ppm Sr. Присутствие в Воронцовском террейне раннекембрийских массивов сиенитов артюшкинского комплекса (Скрябин и др., 2015) может служить косвенным указанием на то, что литосфера ВКМ претерпела значительную переработку в позднем неопротерозе–кембрии в ходе кадомских орогенных событий (Хераскова и др., 2015). Эти сиениты отличаются высокими концентрациями Sr (500–5000 ppm) и низкорациогенным изотопным составом Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{372} = 0.7033$); концентрации Nd в них составляют 35–60 ppb, а значения $\epsilon_{\text{Nd}}(372) -0.5 \dots -2.5$ (наши неопубликованные данные). Такие параметры позволяют говорить о том, что производные щелочно-базитовых расплавов, формировавших подобные породы, могли выступать в качестве контаминирующего агента.

Поскольку изотопный состав Sr, фиксирующий вклад корового компонента, имеет сильную положительную корреляцию с концентрацией Sr (рис. 12), то можно полагать, что элементы, имеющие такую корреляцию со Sr, привносятся в расплав именно в процессе коровой контаминации. Такими элементами, с коэффициентом корреляции 0.99–0.97 со Sr в *ABas* являются Si, K, Li, Be, Rb, Zr, Ba, La, Ce, Pr, Th, U. Ассоциация этих элементов указывает, что основной ассимилируемой фазой являлся К-щелочной полевой шпат, возможно, \pm флогопит. Отрицательная корреляция Sr с Eu (–0.77) и Ca (–0.98) не позволяет считать плагиоклаз такой фазой.

Фракционная кристаллизация и ее $T-f_{\text{O}_2}$ параметры

Анализ петрографической позиции, морфологических особенностей и составов минеральных фаз в вулканитах позволил установить последовательность кристаллизации и структурную позицию совместно кристаллизующихся плагиоклаза и клинопироксена. Для базальтов *Bas1* последовательность кристаллизации рассмотрена выше на примере обр. 7705/2 (рис. 14).

Для базальтов *Bas2* рассмотрим основные этапы кристаллизации на примере микродолерита обр. 8649/1. В породе присутствуют крупные и более мелкие зерна оливина; для первых характерно наличие реакционных кайм клинопироксена, на

вторых они отсутствуют. Крупные оливины могут иметь ксеногенное происхождение: являясь изначально существенно магнезиальным минералом более основных, а, возможно, и ультраосновных пород, этот оливин при попадании в менее основной расплав замещался клинопироксеном. Мелкие зерна оливина, вероятно, являются вкрапленниками. Мы также предполагаем совместную раннюю высокотемпературную кристаллизацию для ядер вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза, обладающих наиболее магнезиальными и высококальциевыми составами соответственно (рис. 15).

Следующий этап кристаллизационной дифференциации — практически одновременное формирование краевых зон вкрапленников плагиоклаза, включений *Pl* в промежуточных зонах клинопироксеновых вкрапленников, промежуточных зон вкрапленников *Spx*, включений *Spx* в каймах плагиоклаза, а также ядер микролитов плагиоклаза и *Srx*. Заключительным этапом образования породы можно считать формирование из расплава краевых частей микролитов *Spx* и плагиоклазовых микролитов (рис. 15).

Кристаллизация андезибазальтов и андезитов *ABas*, судя по петрографическому облику, протекала несколько иначе — вначале формировались вкрапленники, представленные не только клинопироксеном и плагиоклазом, но и рудными фазами — титаномagnetитом и ильменитом. Затем кристаллизовались микролиты плагиоклаза и клинопироксена.

Сделанные на основе петрографического анализа предположения о совместно кристаллизующихся клинопироксене и плагиоклазе, позволили использовать моделирование фракционной кристаллизации с помощью COMAGMAT (Ariskin, Varmina, 2004) для оценки $T-f_{O_2}$ параметров кристаллизации (рис. 16). Модель считалась приемлемой, когда воспроизводилась последовательность кристаллизации минеральных фаз и модельные составы совместно кристаллизующихся плагиоклаза и клинопироксена оказывались близкими к наблюдаемым соотношениям в данном типе породы (рис. 13, 15). В качестве исходных были выбраны наиболее магнезиальные составы.

В базальтах *Bas1* и *Bas2* ядра вкрапленников плагиоклазов и клинопироксенов кристаллизовались на раннем этапе из расплавов, более магнезиальных, чем использованные нами в качестве исходных. Их составы не лежат на модельных кривых и находятся в более высокотемпературной области (рис. 16а, 16б). В *Bas1* кристаллизация краев вкрапленников и микролитов происходила в узком температурном интервале 1050–1020°C, составы лежат на модельной кривой при QFM + 0.6. В *Bas2* кристаллизация промежуточных зон и краев вкрапленников и ядер микролитов плагиоклазов и клинопироксенов была наиболее высо-

котемпературной и происходила при 1070–1060°C и редокс-условиях QFM + 1; края микролитов формировались при температуре около 1030°C.

Согласно полученным результатам (рис. 16в), в расплавах *ABas* кристаллизация вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена протекала при 1040–950°C и фугитивности кислорода, отвечающей буферу QFM. Затем произошло увеличение f_{O_2} и кристаллизация ядер микролитов происходила в условиях QFM + 1, а их краев — в еще более окислительных условиях. Весьма вероятно, что рассмотренному этапу кристаллизации, зафиксированному в изученной последовательности излияний *ABas*, предшествовал этап фракционирования оливина и более магнезиального клинопироксена, о чем свидетельствуют крайне низкие концентрации Ni и Cr в *ABas* (табл. 3).

Таким образом, в *Bas2* совместная кристаллизация клинопироксена и плагиоклаза протекала и закончилась при наиболее высоких температурах (1070–1030°C); в андезибазальтах *ABas*, напротив, происходила в относительно низкотемпературных условиях, при 1040–900°C: в *Bas1* — в промежуточном температурном интервале 1050–1020°C. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации соответствовали условиям буфера QFM и выше (до QFM + 1); более значительный рост фугитивности кислорода следует из модельной кристаллизации для расплавов *ABas*.

Амфиболсодержащий источник *ABas*

Несмотря на то, что геохимический облик вулканитов ВКМ трансформирован процессами коровой контаминации и фракционной кристаллизации, поведение ряда элементов, как показано ниже, можно использовать для суждений о характере их источника. Во-первых, следует исключить из рассмотрения базиты *Bas1*, наиболее затронутые коровой контаминацией. Во-вторых, рассматривая различия в геохимических характеристиках *Bas2* и *ABas*, обратим внимание, что, помимо LILE, они значительно отличаются концентрациями Y, которыми обогащены *ABas* (рис. 8, табл. 3). Для LILE и легких РЗЭ можно предполагать вклад коровой контаминации при ассимиляции полевого шпата, однако породы артюшкинского комплекса содержат низкие и умеренные концентрации Y (8–24 ppm, наши данные) и, соответственно, их ассимиляция не может обеспечить концентрации Y в 45–48 ppm, наблюдаемые в *ABas*. Фракционирование Fe-Ti фаз обеспечивает определенное накопление Y в остаточном расплаве, однако Y не коррелирует с элементами, концентрации которых контролируются осаждением рудной фазы и апатита (Fe, Ti, P). Соответственно, существенные различия в содержании Y между *Bas2* и *ABas* можно считать атрибутом ис-

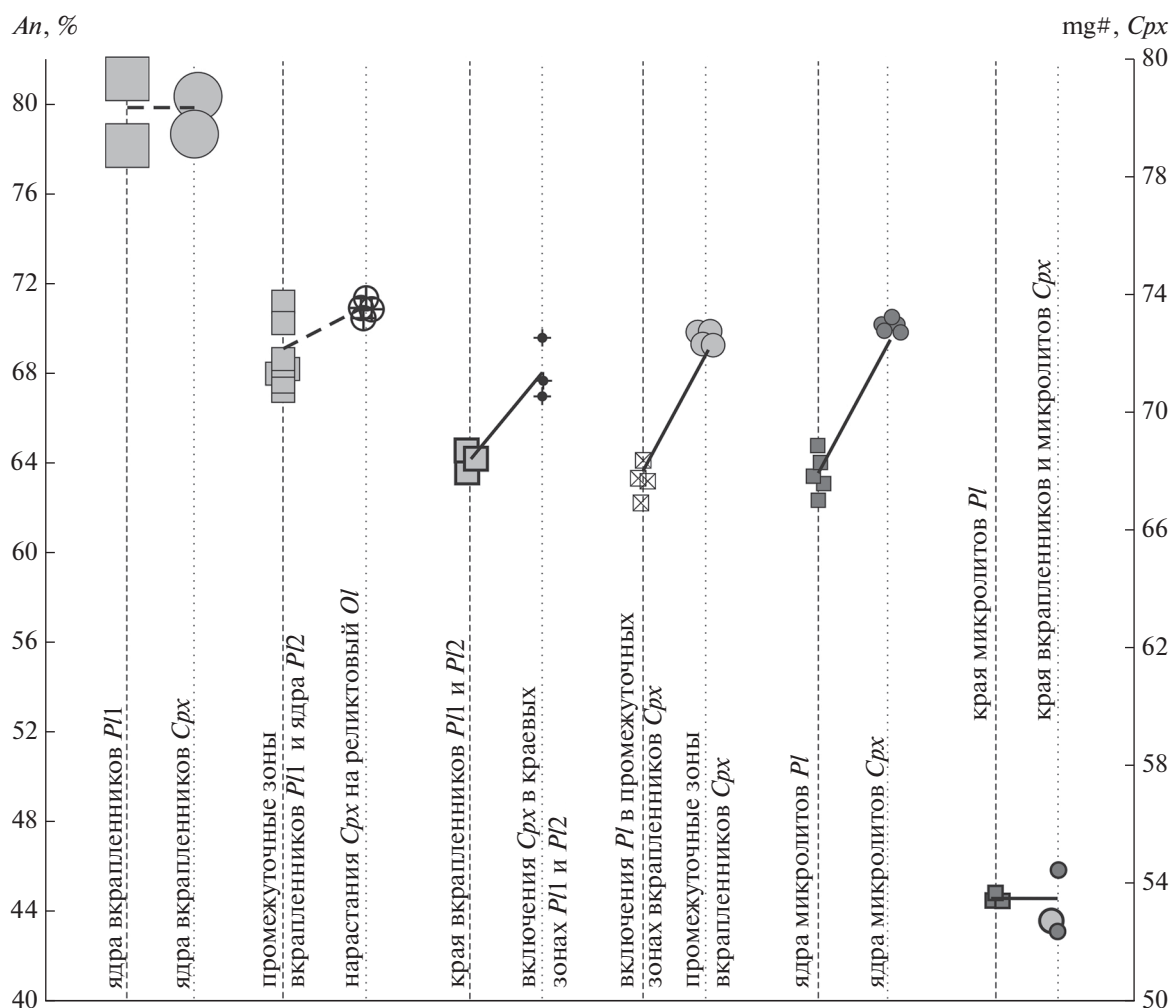


Рис. 15. Составы и петрографическая позиция плагиоклазов и клинопироксенов в толеитовом базальте *Bas2*, обр. 8649/1, совместная кристаллизация которых предположительна (соединены прерывистой линией) или наблюдается петрографически в шлифах (соединены сплошной линией).

точника их расплавов, из чего следует, что *Bas2* и *ABas* происходят из различных источников.

Совокупность геохимических и изотопно-геохимических характеристик *ABas*, с одной стороны, явно указывает на вклад корового вещества, а с другой — исключает вклад раннедокембрийского вещества, слагающего верхнюю кору ВКМ либо плавление гранатсодержащих нижнекорových метабазитов (табл. 3, 4, рис. 12). Это противоречие может быть объяснено, если допустить в качестве источника метасоматизированные шпинелевые перидотиты верхов литосферной мантии или низов коры в зоне андерплейтинга.

Для определения присутствия амфибола в источнике расплавов обычно используют соотношение $Na > K$, преобладание Ba и отрицательные аномалии Rb, K в РМ-нормализованном спектре выплавов, низкие Rb/Sr и высокие Ba/Sr отношения

(Furman, Graham, 1999; Rosenthal et al., 2009; Ayalew et al., 2016 и др.). Эти признаки в той или иной степени проявлены в составе *ABas*, хотя и несколько нечетко (варьирующая отрицательная аномалия K), вероятно, за счет вклада коровой контаминации (рис. 10). Более определенно на присутствие амфибола указывают высокие концентрации Y (коэффициент распределения Y между амфиболом и расплавом составляет 1.4–3.2 (Qian, Hermann, 2013; Tiepolo et al., 2011) и в отсутствие граната амфибол выступает главным концентратором Y). Кроме того, о присутствии амфибола свидетельствует слабо вогнутый профиль распределения тяжелых РЗЭ (параметр Dy/Dy^* (Davidson et al., 2013) < 1).

Высокие значения Zn/Cu (1.9–2.3 против 0.6–0.7) и низкие Fe/Zn (590–725 против 760–1010) в *ABas* по сравнению с *Bas* (рис. 8, табл. 3) могут служить указанием на присутствие пироксенов

в источнике первых, поскольку коэффициент распределения Zn между базальтовым расплавом и перидотитом (оливин+ортопироксен) близок к 1, а для клинопироксена (и граната) существенно меньше 1, соответственно производные пироксенитового источника будут обогащены Zn (Le Roux et al., 2010, 2011; Pertermann, Hirschmann, 2003).

Источник, вероятно, представлял собой сеть горнблендитовых или амфибол-пироксенитовых жил в перидотитовом субстрате или амфиболлизированный кумулат в зоне андерплейтинга. Как показывают экспериментальные данные (Sorbadere et al., 2013), выплавки из горнблендитового субстрата будут иметь низкие содержания SiO₂ и CaO/Al₂O₃ отношения, т.е. будут недосыщенными кремнеземом. Их производными могут быть щелочные базальты. Если в петрогенезисе участвуют перидотиты либо за счет частичного плавления, либо обменных реакций с производными горнблендитов, то результирующие расплавы будут уже насыщены кремнеземом.

Такой “слоеный пирог” из амфибол-пироксенитового и перидотитового материала характерен, главным образом, для островодужной литосферы (верхней части мантии и, возможно, низы коры) (Tierpolo et al., 2011; Sorbadere et al., 2013 и ссылки в этих работах). В последнее время аналогичный источник предполагается для посторогенных субщелочных и щелочных базальтов в областях над существенно более древними, чем вулканы (“отмершими”) зонами субдукции (Dai et al., 2014) и для рифтовых зон (Ayalew et al., 2016). В последней работе описаны базальты Эфиопского рифта, отличающиеся высокими концентрациями Y (21–47 ppm), высокими Zn/Cu отношениями и другими геохимическими характеристиками, сходными с *ABas* (рис. 9). В работе (Ayalew et al., 2016) предполагается, что литосфера была метасоматизирована ранними выплавками при декомпрессионном (пассивном) подъеме астеносферы на начальных стадиях формирования рифта.

Повышенные отношения Th/Yb, Ba/La, Ba/Th, низкие Nb/La, имеющие прямую корреляцию с концентрацией Sr и обратную – с величиной (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₃₇₂, которые характеризуют *ABas* (рис. 12, табл. 3), свидетельствуют о присутствии в литосферном источнике субдукционного материала. Скорее всего, он был унаследован от более ранних орогенных событий в форме метасоматизированной литосферной мантии и позднее был вовлечен в плавление в ходе поздне-неопротерозойского-раннекембрийского магматического эпизода.

Подъем астеносферы и продвижение сквозь литосферу базальтовых выплавки в девоне, в ходе формирования рифтовой системы ДДП, привели к локальному плавлению метасоматизированных участков литосферы, появлению геохимически обогащенных предшественников андезибазаль-

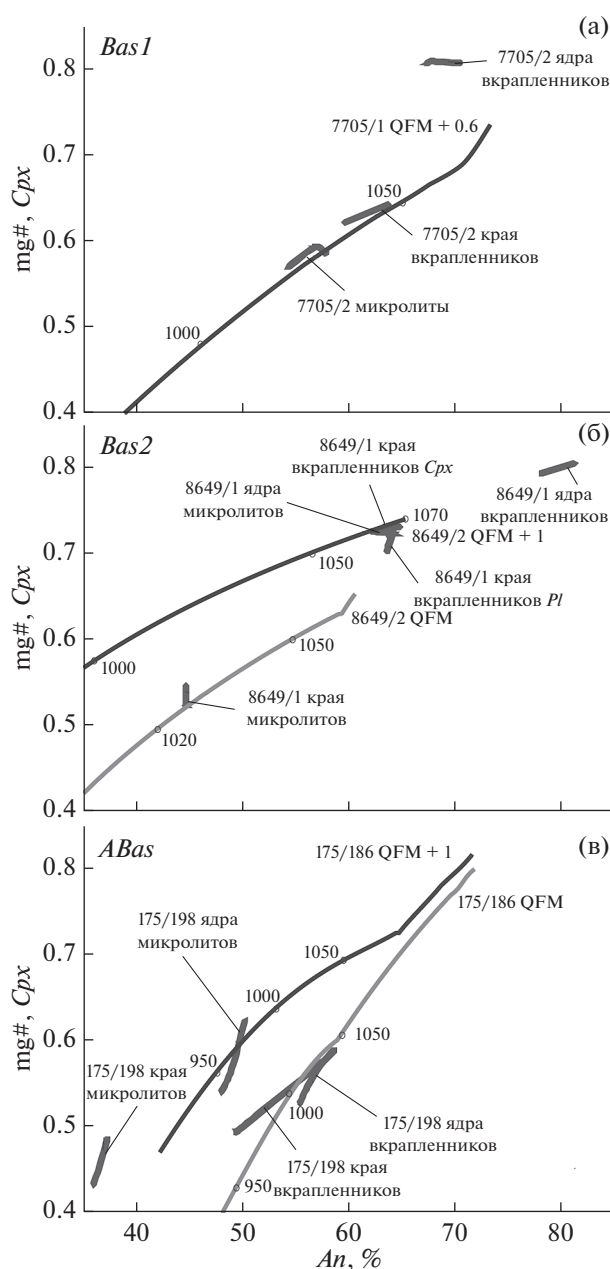


Рис. 16. Составы сосуществующих плагиоклазов (*An*, мас. %) и клинопироксенов (mg#) в вулканитах Воронежского кристаллического массива: (а) – базальтах, *Bas1*; (б) – в толеитовых базальтах, *Bas2*; (в) – в андезибазальтах и андезитах, *ABas*. Линиями показаны модельные составы сосуществующих плагиоклазов и клинопироксенов, полученные при моделировании фракционной кристаллизации с помощью COMAGMAT 2.0 (Ariskin, Barmina, 2004). У верхнего окончания линии указан образец, валовый состав которого принимался за исходный при моделировании, и f_{O_2} -буфер. Маленькие кружки и цифры курсивом около них – температура, °C.

товых расплавов, частично опережавших излияния базальтов, и новому рециклингу древнего субдукционного вещества.

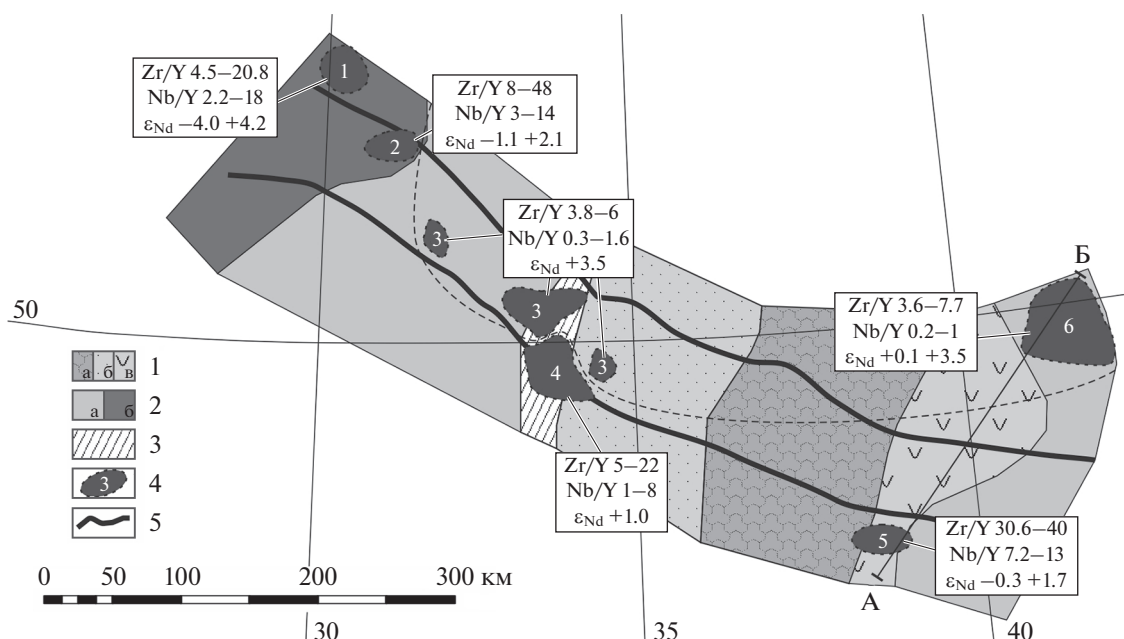


Рис. 17. Зональность магматизма рифтовой системы ДДП. 1–3 – структуры докембрийского фундамента (Bogdanova et al., 2016): 1 – с архейской корой: а – с возрастом 3.8–2.7 млрд лет, б – с возрастом 3.2–2.7 млрд лет, в – переработанной около 2.1–2.0 млрд лет назад; 2 – с палеопротерозойской континентальной корой с возрастом: а – 2.3–2.1 млрд лет, б – 2.0–1.95 млрд лет; 3 – Криворожско-Кременчугская коллизионная шовная зона (2.05–2.0 млрд лет); 4 – области распространения девонских магматических пород; 5 – Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая зона. Пунктирной линией ограничена область распространения толеитовых базальтов. Цифрами обозначены поля составов магматических пород: 1 – ультраосновных щелочных вулканитов Жлобинского поля; 2 – мафит-ультрамафитов Припятского прогиба; 3 – долеритов Днепровско-Донецкого прогиба, по (Wilson, Lyashkevich, 1996); 4 – ультрамафитов и субщелочных базальтов Днепровско-Донецкого прогиба; 5 – кимберлитов Восточного Приазовья, 6 – базальтоидов Воронежского кристаллического массива. Использованы геохимические и изотопно-геохимические данные из (Wilson, Lyashkevich, 1996; Первов и др., 2004; Юткина и др., 2004). Линия А-Б показывает положение модельного разреза на рис. 18.

Для *Bas2*, имеющих петрографический и геохимический облик, типичный для толеитовых базальтов, можно предполагать, что их источник имел преимущественно астеносферную природу и им служили шпинелевые перидотиты.

Позиция вулканитов ВКМ в системе ДДП

Разнообразие составов магматических проявлений как в самой рифтовой структуре ДДП, в том числе в Донбассе (Wilson, Lyashkevich, 1996; Chalot-Prat et al., 2007; Юткина и др., 2004 и ссылки в этих работах), так и на его плечах, т.е. в обширной рифтовой системе ДДП, свидетельствуют, что в генерацию расплавов были вовлечены различные по составу и глубине залегания мантийные источники – от низов мощных литосферных корней, участвовавших в образовании кимберлитов Восточного Приазовья, до малоглубинных астеносферных, продуцировавших долериты ДДП.

Вариации Nb/Y и Zr/Y отношений в магматических породах ДДП и сопряженных с ней областей довольно значительны: Nb/Y от 1 до 18, Zr/Y от 4.5 до 48 и коррелируют между собой, причем наиболее низкие значения обоих отношений наблюдаются для толеитов с примитивным изотоп-

ным составом Sr и Nd (Wilson, Lyashkevich, 1996), а наиболее высокие – для кимберлитов (Юткина и др., 2004). Сравнение геохимических характеристик *Bas2* и долеритов ДДП (Wilson, Lyashkevich, 1996) показывает, что они имеют близкий геохимический облик (рис. 17) и, вероятно, сходный мантийный источник. Имея это в виду, можно утверждать, что в распределении производных различных источников в системе ДДП отмечается выраженная асимметричная зональность: производные глубинных источников расположены на западном плече вблизи рифтовой зоны (кимберлиты Восточного Приазовья, ультрамафиты ДДП), а малоглубинных – либо в осевой части рифта (долериты ДДП), либо на его восточном плече, на значительном удалении от оси рифта (базальты ВКМ, рис. 17). Эта зональность нарушается в Припятском сегменте ДДП, причины этого требуют отдельного исследования.

Кроме того, наиболее глубинный источник, судя по петролого-геохимическим характеристикам магматизма, можно предполагать в областях наложения рифтовой системы на террейны с палеопротерозойской корой, либо с архейской корой, переработанной в палеопротерозое: лампрофиры Жлобинской седловины локализованы в

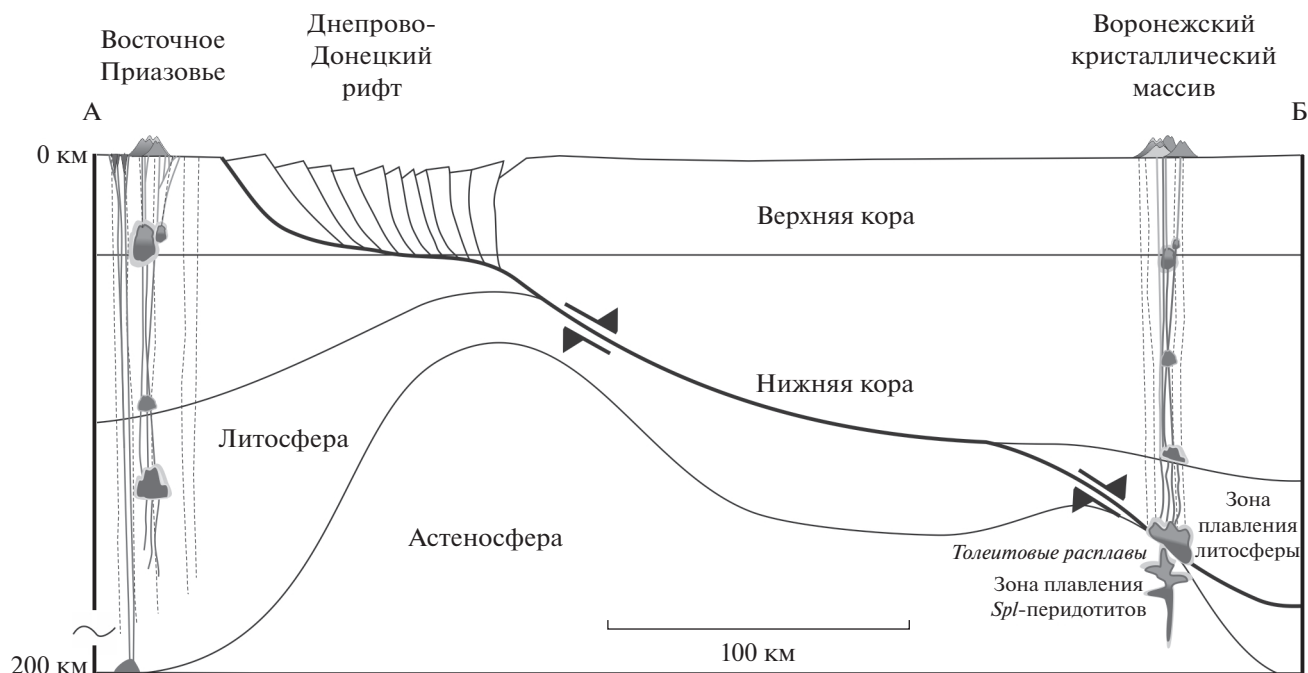


Рис. 18. Положение вулканитов ВКМ в модели асимметричного рифта (Lister et al., 1986). Вертикальный разрез вне масштаба. Положение модельного разреза показано на рис. 17. Асимметричная зональность рифтовой системы ДДП подчеркивается расположением производных глубинных источников (кимберлиты Восточного Приазовья) на западном плече вблизи рифтовой зоны, а производных малоуглубинных источников на его восточном плече, на значительном удалении от оси рифта (базальты ВКМ).

Осничко-Микашевическом поясе, а кимберлиты Приазовья — в Восточно-Сарматском орогене (рис. 17).

Асимметричная зональность магматизма ДДП может быть объяснена с помощью модели асимметричной рифтовой структуры, предложенной в (Lister et al., 1986) и предполагающей существование транслитосферного срыва (детачмента), полого погружающегося под одно плечо рифта (рис. 18). Для центральной части системы ДДП эта модель хорошо согласуется с сейсмическими данными профиля DOBRE (DOBREFraction'99 Working Group et al., 2003), а для ВКМ не противоречит показанной на профиле 1-ЕВ под Лосевским поясом (пикеты 3200–3300 км) серии подкоровых отражений, падающих на ЮВ (Mints et al., 2014). Она также хорошо объясняет положение базальтов ВКМ в off-set позиции относительно оси ДДП и показывает структурную связь магматизма всей системы ДДП.

Подобная идея о строении ДДП была высказана ранее в работе (Балуев, Моралев, 2001), где предполагалось, что существовал сквозлитосферный пологий срыв, падавший под ВКМ (представлявший верхнее крыло срыва), по разломам дистальной зоны которого происходила разгрузка подкорового магматического резервуара.

Предложенная модель асимметричной зональности магматизма ДДП, предполагающая декомпрессионное плавление мантии, в большей степени согласуется с представлениями о крупномасштабных сдвигах в литосфере, происходивших за счет относительного движения плит и разворота самой ВЕП (Chalot-Prat et al., 2007), чем с общепринятыми плюмовыми моделями.

Так же как и для ДДП, господствующими представлениями о природе позднепалеозойского магматизма ВЕП являются модели, связывающие его с плюмовым источником: как с несколькими плюмами (“свой” плюм для каждой магматической области, Kuznir et al., 1996; Wilson, Lyashkevich, 1996 и др.), так и с прохождением ВЕП над стационарным Африканским суперплюмом (Tolstikhin et al., 2002; Torsvik et al., 2010 и др.). Однако синхронно с девонским магматизмом ВЕП в окружающих платформу мобильных поясах протекали процессы субдукции, аккреции и коллизии островных дуг и микроконтинентов, связанные с формированием суперконтинента Пангеи. Это обстоятельство, как и петролого-геохимические особенности магматизма ВЕП, в том числе рассмотренные нами в настоящей статье особенности вулканитов ВКМ, требуют внесения корректив в “классические” плюмовые модели девонского магматизма ВЕП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В истории геологического развития Восточно-Европейской платформы девонский период ознаменовался проявлениями щелочно-мафического, мафического и щелочного магматизма, локализованными как в ее краевых, так и в центральной частях, но в меньшей мере. Крупнейшим девонским магматическим ареалом, наряду с Кольской щелочной провинцией, является ДДП. На его восточном плече в пределах ВКМ расположены обширные проявления базитового вулканизма. До настоящего времени эти проявления не были охарактеризованы современными исследованиями.

Полученные новые минералогические, геохимические и изотопно-геохимические данные для девонских вулканитов ВКМ показали, что вулканиты представлены: 1) толеитовыми базальтами (*Bas*) и 2) андезибазальтами и андезитами (*ABas*).

Особенности петрографии, геохимии и изотопного состава (Sr, Nd) свидетельствуют о происхождении исходных расплавов двух типов пород из различных по составу источников. Источник *ABas*, вероятно, представлял собой сеть горнблендитовых или амфибол-пироксенитовых жил в перидотитовом субстрате или амфиболлизированный перидотитовый кумулат в зоне андерплейтинга. Подъем астеносферы и продвижение сквозь литосферу базальтовых выплавов в девоне, в ходе формирования рифтовой системы ДДП, привели к локальному плавлению ее метасоматизированных участков, появлению геохимически обогащенных предшественников андезибазальтовых расплавов, частично опережавших излияния базальтов, и новому рециклингу древнего субдукционного вещества. Источником *Bas* могли являться шпинелевые перидотиты астеносферного диапира.

Отдельные порции расплавов *Bas* ассимилировали верхнекорое вещество, близкое к PR_1 гранитам А-типа, *ABas* контаминированы в условиях нижней коры производными раннекембрийских щелочно-базитовых расплавов.

Петрографические данные и моделирование фракционной кристаллизации показали, что из базитовых расплавов вначале кристаллизовались оливин и высоко- $mg\#$ клинопироксен, далее совместная кристаллизация клинопироксена и плагиоклаза протекала в *Bas* при температурах от 1070 до 1020°C, в *ABas* — при 1040–900°C в условиях f_{O_2} до QFM + 1 и выше (для *ABas*).

Положение базальтов ВКМ в удаленной позиции относительно оси ДДП и асимметричная зональность магматизма ДДП (кимберлиты и другие глубинные породы на западном плече, толеитовые базальты в осевой части и на восточном плече рифта) могут быть объяснены с помощью модели асимметричной рифтовой структуры (Lister et al., 1986; Балугев, Моралев, 2001), предпо-

лагающей существование транслитосферного срыва, полого погружающегося под ВКМ.

Благодарности. Авторы благодарны А.И. Якушеву (ИГЕМ РАН), В.К. Карандашеву (ИПТ РАН) за содействие в выполнении аналитических работ. Микрозондовые исследования минералов выполнены благодаря Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН) и Н.Н. Коротаевой (МГУ). Работа была частично выполнена в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ с использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета. Авторы глубоко признательны С.В. Богдановой (Лундский Университет, Швеция) за предоставленную тектоническую схему палеократона Сарматия. Авторы благодарны рецензентам В.В. Ярмолуку и А.В. Самсонову за конструктивную критику и ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке программы базовых исследований ИГЕМ РАН, тема 67/1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Ву Ф.Я. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочноультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.
- Ахмедов А.М., Ключев Н.К., Наумкин А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 – 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-37 – Воронеж. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 255 с.
- Балугев А.С. Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 320 с.
- Балугев А.С., Моралев В.М. Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 13–30.
- Бирин Л.М. О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1953. Т. 88. № 5. С. 909–912.
- Бутурлинов Н.В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Донецк: Политехнический ин-т, 1979. 459 с.
- Быков И.Н. Верхнедевонский вулканизм юго-восточной части Воронежской антеклизы // Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. Под ред. Гоньшаковой В.И. М.: Недра, 1973. С. 158–171.
- Быков И.Н. О платформенных магматических формациях и предполагаемых эпохах кимберлитового вулканизма на Воронежской антеклизе // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд. Воронежского ун-та, 1974. С. 36–40.

- Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд. Воронежского ун-та, 1975. 134 с.
- Быков И.Н., Зеленщиков Г.В., Раскатова Л.Г. О возрасте базальтов на юго-востоке Воронежской антеклизы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1972. № 7. С. 32–38.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г. Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 1. С. 100–102.
- Геология Беларуси / Под ред. Махнача А.С. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Гладких В.С. Петрохимические и геохимические особенности щелочных оливиновых и толеитовых базальтов Воронежской антеклизы // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. II. С. 143–146.
- Гоньшакова В.И., Бутурлинов Н.В. Палеозойско-мезозойские магматические формации чехла Восточно-Европейской платформы // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. II. С. 21–29.
- Ильина Н.С., Иванова Т.Д., Фрухт Д.Л. К вопросу о магматической деятельности в палеозойских отложениях в северной части Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 2. С. 404–407.
- Кимберлитовые породы Приазовья / Под ред. Кононовой В.А. М.: Наука, 1978. 320 с.
- Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М. и др. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 607–639.
- Ломоть К.И. Новые данные о следах вулканической деятельности в палеозойских отложениях Второго Баку // Докл. АН СССР. 1954. Т. 94. № 4. С. 75–78.
- Ляшкевич З.М. Характер и активность вулканизма древнего Днепровско-Донецкого рифта // Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985. С. 61–68.
- Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова Думка, 1997. 177 с.
- Михайлова Н.А. О новых следах вулканической деятельности в девоне Волго-Уральской области // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120. № 2. С. 390–392.
- Молотков С.П., Альбеков А.Ю. Первое рудопроявление самородной меди, связанное с верхнедевонским базальтоидным вулканизмом юго-востока Воронежской антеклизы (к вопросу о сырьевой базе металлургов Мосоловского поселения эпохи поздней бронзы в бассейне среднего течения р. Дон) // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2004. № 1. С. 116–130.
- Новикова А.С. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 10. С. 28–41.
- Первов В.А., Кононова В.А., Илупин И.П., Симаков С.К. P-T параметры образования пород из ксенолитов в кимберлитах Среднего Тимана // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 4. С. 541–543.
- Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля (республика Беларусь): источники и эволюция магм // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 354–373.
- Поляков В.А., Шурунов М.В. Девонский вулканизм Горбуновского грабенообразного прогиба (Куйбышевская область) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 127–130.
- Савко К.А., Бочаров В.Л. Петрохимия габбродолеритов восточной части Воронежского кристаллического массива // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1988. № 7. С. 42–51.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. Палеопротерозойские граниты A- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.
- Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., Терентьев Р.А. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 5. С. 581–586.
- Сорохтин О.Г., Сорохтин Н.О. Субдукционный механизм происхождения алмазов // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2006. Вып. 1. С. 5–36.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др. Корреляция позднекембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.
- Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 5. С. 301–303.
- Шевцов С.И., Килигина М.Л. О следах вулканической деятельности в девонских отложениях северной части Кировской области // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 3. С. 696–698.
- Шеремет Е.М., Козарь Н.А., Стрекозов С.Н. и др. Поиск алмазов в Приазовском блоке Украинского щита // Под ред. Анциферова А.В. Донецк: “Ноулидж” (Донецкое отд.), 2014. 367 с.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Эллерн С.С., Валеев Р.Н., Ситдииков Б.С. Некоторые закономерности распространения девонских вулканических образований на востоке Русской платформы // Сов. геология. 1963. № 8. С. 66–77.
- Юткина Е.В., Кононова В.А., Козарь Н.А., Князьков А.П. Sr-Nd изотопия и ICP-MS геохимия кимберлитов Восточного Приазовья, их возраст и природа литосферного источника // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 1. С. 108–111.
- Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А. и др. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 157–175.
- Andrews B.J., Gardner J.E., Housh T.V. Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2008. V. 175. № 4. P. 415–426.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. Comagmat: Development of a magma crystallization model and its petrological application // Geochem. Intern. 2004. V. 42. Suppl. 1. P. 1–157.
- Ayalewa D., Jungb S., Romer R.L. et al. Petrogenesis and origin of modern Ethiopian rift basalts: Constraints from iso-

- tope and trace element geochemistry // *Lithos*. 2016. V. 258–259. P. 1–14.
- Beard J.S.* Crystal-melt separation and the development of isotopic heterogeneities in hybrid magmas // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 5. P. 1027–1041.
- Beard J.S., Ragland P.C., Crawford M.L.* Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas // *Geology*. 2005. V. 33. № 8. P. 681–684.
- Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F.* Continental flood basalts and mantle plumes: a case study of the Northern Ethiopian Plateau // *J. Petrol.* 2009. P. 1377–1403.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* East European Craton // *Encyclopedia of Geology*. Eds: Richard C. Selley, L. Robin, M. Cocks, and Ian R. Plimer. Amsterdam, London: Elsevier Academic, 2016. P. 34–49.
- Chalot-Prat F., Tikhomirov P., Saintot A.* Late Devonian and Triassic basalts from the southern continental margin of the East European Platform, tracers of single heterogeneous lithospheric mantle source // *J. Earth System Sci.* 2007. № 6. P. 469–495.
- Chiaradia M., Müntener O., Beate B.* Enriched basaltic andesites from mid-crustal fractional crystallization, recharge, and assimilation (Pilavo Volcano, Western Cordillera of Ecuador) // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 6. P. 1107–1141.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Updated. 2013. Ep. 36. P. 199–204.
- Dai L.-Q., Zhao Z.-F., Zheng Y.-F.* Geochemical insights into the role of metasomatic hornblendite in generating alkali basalts // *Geochem. Geoph. Geosystem*. 2014. V. 15. P. 3762–3779.
- Davidson J., Turner S., Plank T.* Dy/Dy*: variation arising from mantle sources and petrogenetic processes // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 3. P. 525–537.
- DOBREFraction '99 Working Group et al. DOBREFraction '99—Velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine) // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. Iss. 1–4. P. 81–110.
- Erdmann S., Scaillet B., Kellett D.A.* Textures of peritectic crystals as guides to reactive minerals in magmatic systems: new insights from melting experiments // *J. Petrol.* 2012. V. 53. № 11. P. 2231–2258.
- Erdmann S., Scaillet B., Kellett D.A.* Xenocryst assimilation and formation of peritectic crystals during magma contamination: An experimental study // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2010. V. 198. № 3. P. 355–367.
- Furman T., Graham D.* Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 237–262.
- Kieffer B., Arndt N., Lapierre H. et al.* Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African Superswell // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 793–834.
- Kusznir N.J., Kovkhuto A., Stephenson R.A.* Syn-rift evolution of the Pripyat Trough: constraints from structural and stratigraphic modeling // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. Iss. 1–4. P. 221–236.
- Le Roux V., Lee C.-T.A., Turner S.J.* Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: Implications for detecting major element heterogeneities in the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 2779–2796.
- Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.-T.A.* Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: Constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 307. P. 395–408.
- Lister G., Etheridge M., Symonds P.* Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // *Geology*. 1986. V. 14. № 3. P. 246–250.
- McCanta M.C., Rutherford M.J., Hammer J.E.* Pre-eruptive and syn-eruptive conditions in the Black Butte, California dacite: insight into crystallization kinetics in a silicic magma system // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 2007. V. 160. № 3. P. 263–284.
- Mints M.V., Bush W.A., Ageev S.N.* Bryansk–Kursk–Voronezh–Intracontinental collisional orogeny (East European craton) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5. № 3. P. 717–742.
- Pertermann M., Hirschmann M.M.* Partial melting behavior of MORB-like pyroxenite and implications for the role of garnet during basalt petrogenesis // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № 2. P. 2125–2142.
- Pick R., Deniel C., Coulon C. et al.* The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: Classification and spatial distribution of magma types // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1998. V. 81. P. 91–111.
- Qian Q., Hermann J.* Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: Constraints on adakite and TTG formation // *Contrib. Mineral Petrol.* 2013. V. 165. № 6. P. 1195–1224.
- Rosenthal A., Foley S.F., Pearson D.G. et al.* Petrogenesis of strongly alkaline primitive volcanic rocks at the propagating tip of the western branch of the East African Rift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 284. P. 236–248.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.
- Rutherford M.J., Hill P.M.* Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 80. P. 19667–19685.
- Sorbadere F., Schiano P., Métrich N.* Constraints on the origin of nephelinenormative primitive magmas in island arcs // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 2. P. 215–233.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.
- Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A.* High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy) // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 5. P. 1011–1045.
- Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al.* Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 881–901.
- Torsvik T.H., Steinberger B., Gurnise M., Gainab G.* Plate tectonic and net lithosphere rotation over the past 150 My // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 291. Iss. 1–4. P. 106–112.
- Wilson M., Lyashkevich Z.M.* Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat–Dnieper–Donets rift, East European Platform // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. Iss. 1–4. P. 65–81.