

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ МОНОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАПАНСКОГО
БЛОКА: ВУЛКАНОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
(ЮВ ЧАСТЬ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ)**

**Меликсетян Х.¹, Никогосян И.², Джрбашян Р.¹, Геворгян Р.¹,
Навасардян Г.¹, Григорян Э.¹, Мкртчян М.¹.**

*¹Институт геологических наук НАН РА, 0019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения,
E-mail: khachatur.meliksetian@geology.am*

*²Факультет науки, геологии и геохимии, Амстердамский
Свободный Университет, 1081 Амстердам, ул. Де Боелелаан,
1105, Нидерланды.*

Поступила в редакцию 15.05.2019

Вулканическая деятельность четвертичного возраста, проявленная в пределах Капанского блока связана с активностью 5-ти относительно небольших вулканических центров ареального (моногогенного) типа - Норапеник, Еркенац, Кармракар, Какачсар и Кахнут. Установлена связь вулканизма с четвертичными разломами СЗ-ЮВ направления, параллельными Хуступ-Гиратахскому разлому.

Возраст Капанских лав согласно полученным нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкам, указывает на вулканическую активность в интервале от верхов нижнего плейстоцена до начала среднего плейстоцена. Все исследованные породы относятся к недосыщенным кремнеземом породам оливиновым и амфиболовым базанитам, а два образца соответствуют пикробазальтам. Капанские лавы демонстрируют близость с некоторыми геохимически обогащенными разновидностями недосыщенных кремнеземом Сюникских лав.

Геохимические данные указывают на образование Капанских магм из мантийных источников, модифицированных более древними субдукциями в регионе. Показано, что на юге Армении, где увеличивается содержание субдукционного компонента, помимо воздействия мезозойской субдукции, накладывается также влияние более «свежей» палеогеновой Загросской субдукции, типа активной континентальной окраины Андийского типа

Введение

В настоящей работе рассмотрены новые данные по геохронологии, геохимии и вулканотектоническим особенностям проявления четвертичного вулканизма в пределах Капанского блока в ЮВ Армении. Который является частью пост-коллизийного магматизма региона Аравийской коллизии. Внутриконтинентальный магматизм, проявляемый после коллизии континентальных фрагментов литосферных плит, является одним из мощных факторов формирующих вещественный и геохимический облик континентальной литосферы и подлитосферных участков субконтинен-

тальной мантии. Характерные ареалы проявления этого типа магматизма представляют собой тектонически и магматически активные внутриконтинентальные области, маркирующие границы ранее разобобщенных в пространстве, континентальных участков сопряженных литосферных плит. Тектонический режим в этих геодинамических обстановках, гораздо более многообразен и сложен, по сравнению с динамическими условиями обычно предшествующими и сопутствующими континентальной коллизии, когда в этих зонах доминируют процессы субдукции и сжатия.

В статье приведена каталогизация и ГИС привязка местоположения четвертичных вулканов, исследованы вулcano-тектонические условия проявления вулканизма, составлена уточненная геологическая карта четвертичного вулканизма Капана. Впервые получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по двум образцам, высокоточные анализы главных и редких элементов исследуемых пород, а также детальные исследования состава ликвидусных минеральных фаз (все указанные аналитические исследования проводились в лабораториях Факультета науки, геологии и геохимии, Амстердамского Свободного Университета). На основе полученных данных обсуждаются геохронология и петрогенезис четвертичных магм Капанского блока.

Как известно, Капанский блок представляет собой фрагмент Малокавказской островодужной системы, которая была активна в мезозойское время; в пределах блока имеются также проявления палеогенового и четвертичного вулканизма (Mederer et al., 2013). Для пост-коллизиионных геодинамических условий характерно гетерогенное, известково-щелочное, субщелочное (transitional) и щелочное магмообразование. Известково-щелочные и субщелочные магматические серии доминируют, обычно сильно дифференцированы, и сложены породами широкого спектра составов, от базальтов-трахибазальтов и базальтовых андезитов до риолитов (Pearce et al., 1990; Neill et al., 2013, Меликсетян; 2018 и др.). Продукты щелочного вулканизма проявлены в гораздо меньших объемах и представлены слабо дифференцированными, высокомагнезиальными вулканическими породами. Последние являются потенциальными и перспективными объектами для изучения пост-коллизиионного мантийного глубинного магмообразования. Несмотря на то, что четвертичный вулканизм Капанского блока проявлен в относительно малых объемах, как в эффузивной так и в эксплозивной фациях, тем не менее, его геохимические особенности, такие как слабая дифференцированность, высокая щелочность, обогащенность рядом редких элементов, значительно отличают их от известково-щелочных, шошонитовых и субщелочных сильно дифференцированных серий пород Армении и позволяют рассматривать их как один из наиболее интересных объектов для познания особенностей глубинного магмообразования в позднеколлизиионных геодинамических обстановках и характеристики мантийных источников магм.

Описываемые в статье вулканы установлены и изучены в работах предыдущих исследователей (Ширинян и Нагапетян, 1974; Ширинян и Задоян; 1990, Малхасян и Лейе; 1974 и др.). Вулканическая деятельность

четвертичного возраста, проявленная в пределах Капана имеет ограниченное распространение и связана с активностью 5-ти относительно небольших вулканических центров ареального (моногенного) типа – Норашиник, Еркенац, Кармракар, Какачсар и Кахнут. Отличительной особенностью состава продуктов вулканизма Капанского блока является принадлежность пород преимущественно к базальтоидному ряду с устойчиво выраженным недосыщенным кремнеземом щелочным трендом.

Всеми исследователями принимается, что четвертичный вулканизм в пределах Капанского блока контролируется глубокими разрывными нарушениями, способствующими подъему мафических магм. Проведенные нами геохимические, вулкано-тектонические исследования, дополняют имеющиеся представления о некоторых специфических особенностях проявления вулканизма и вещественного состава продуктов молодого вулканизма Капана.

Геолого-вулканологические особенности проявления четвертичного вулканизма Капанского блока

Наиболее южное проявление моногенной вулканической активности четвертичного возраста на территории Армении находится в пределах Капанского блока, фрагмента мезозойской островодужной системы Малого Кавказа. Большинство исследователей указывает на тесную пространственную связь ареальных (моногенных) вулканов региона и активных разломов (Ширинян, 1975; Карапетян, 1985; Karakhanian, et al., 2002; Avagyan et al., 2005). По имеющимся литературным данным образование моногенных вулканических центров Капанского блока связано с четвертичной активизацией Мец-Магаринского и Халаджского разломов мезозойского времени (Ширинян, Задоян, 1990; Ширинян, Нагапетян, 1974). В рамках наших исследований в течение 2016-2017гг. составлена детальная карта четвертичного вулканизма Капанского блока и уточнены тектонические разломы ответственные за проявление вулканизма. В частности, установлено, что ни Халаджский, ни Мец-Магаринский разломы не несут каких-либо следов четвертичной активности и перекрыты аллювиальными отложениями и четвертичными лавовыми потоками без следов тектонических дислокаций. При этом, установлены и закартированы два четвертичных разлома СЗ-ЮВ направления параллельные Хуступ-Гиратахскому разлому (рис.1 и 2). Для вулканов Норашиник, Какачасар установлено также незначительное удлинение вулканических аппаратов в СЗ-ЮВ направлении, что также указывает на направление локального растяжения. Это совпадает с представлениями о том, что, как правило, в коллизионных обстановках удлинение вулканических аппаратов и направления их линейного расположения перпендикулярно к направлению главного направления регионального сжатия (Germa et al., 2013).

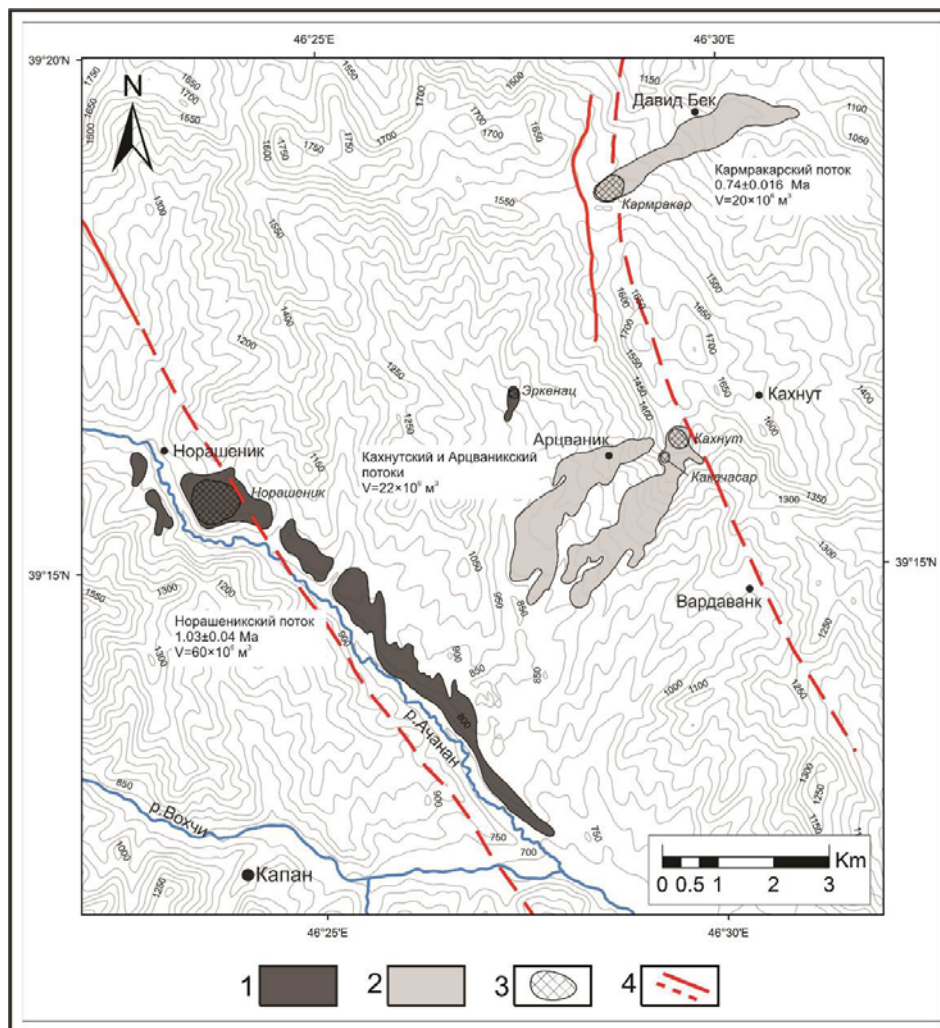


Рис.1. Геологическая карта четвертичного вулканизма и тектоники Капанского блока. По данным исследований авторов и с использованием карты Шириняна и Нагапетяна, (1974). 1. Оливиновые базальты; 2. Амфиболовые базальты; 3. Вулканические центры, 4. Разломы.

Новыми исследованиями установлено, что в пределах Капанского блока наличествуют 5 вулканов, а не 6, как было описано более ранними исследованиями. Так нами установлено, что описанный в работах Шириняна и Нагапетяна (1974) «вулкан Арцваник», вскрытый, по данным указанных авторов, карьером для добычи шлака, в действительности представляет собой лавину обломков вулканических шлаков и фрагментов нижнемеловых известняков переотложенных в основании крутого склона и перекрытых лавами вулкана Кахнут.

То есть указанное скопление шлаков в основании крутого склона, было принято за эродированный вулкан перекрытый более молодыми лавами. Главным аргументом в пользу такого вывода является обломочный,

неотсортированный характер шлаков, вулканических бомб и обломков известняков (рис.3), в то время как разрезы классических шлаковых конусов представляют собой слоистые отложения шлаков, соответствующие импульсам при эксплозивных извержениях стромболианского типа. Пример подобного разреза в борту шлакового карьера вулкана Кахнут представлен на рис.4. Таким образом, в пределах Капанского блока присутствуют 5 вулканов (Норашеник, Кахнут, Какачасар, Кармракар, Ерке-нац) показанные на карте (рис.1).



Рис.2. Сдвиговой разлом СЗ-ЮВ простирания, по которому проходит несогласный контакт мезозойских известняков и отложений четвертичных шлаков вулкана Кахнут.

Возраст Капанских лав согласно полученным нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкам, в 2017г., (Geochronology Laboratory of Vrije University Amsterdam, The Netherlands) составляет $1.03 \pm 0.04\text{Ma}$ для оливиновых базанитов вулкана Норашеник (Халаджский поток) и $0.74 \pm 0.016\text{Ma}$ для амфиболовых базанитов лавового потока вулкана Кармракар. Исходя из морфологических особенностей потоков, нами предполагается, что вулкан Ерке-нац может быть несколько древнее, чем Норашеник, а Кахнут и Какачасар извергались в диапазоне времени между извержениями вулканов Норашеник и Кармракар (т.е. в диапазоне $\sim 1.0-0.75\text{Ma}$). Таким образом изотопные возрастные датировки Капанских базальтоидов указывают на вулканическую активность в интервале от верхов нижнего плейстоцена до начала среднего плейстоцена.

Объемы лавовых потоков Капанского блока относительно небольшие и составляют соответственно $60 \times 10^6 \text{ м}^3$ для Халаджского потока вулкана Норашеник, $20 \times 10^6 \text{ м}^3$ для потоков вулканов Какачасар и Кахнут («Арцваникский поток») и $22 \times 10^6 \text{ м}^3$ для Кармракарского потока. Исходя из имеющихся данных, извержения моногенных вулканов Капанского блока



Рис.3. Разрез вулканических образований в шлаковом карьере в юго-западной части лавового потока вулкана Кахнут, ошибочно принятый предыдущими исследованиями за погребенный эродированный вулкан. На фото отчетливо видна обломочная неотсортированная природа шлаковых образований классифицируемая нами как лавина обломков (debris avalanche) продуктов извержений вулканов Кахнут и Какачасар, расположенных гипсометрически на ~400 м. выше на крутом склоне, на расстоянии около 2-х км. Указанная толща перекрыта лавами вулкана Кахнут.



Рис.4. Слоистость, связанная с импульсами пирокластических выбросов стромболианского типа в шлаковой толще в основании вулканического конуса Какачасар вскрытая карьером.

можно отнести к стромболианскому типу, с переходом к сильно-стромболианскому для вулканов Кахнут и Какачасар, для которых характерен

относительно большой объем шлаков, которые обнажаются на большей площади и с большей мощностью, в сравнении со шлаками вулканов Норашеник, Кармракар, Еркенац. Об относительно повышенной эксплозивности извержений вулканов Кахнут и Какачасар в сравнении с Норашеником, Кармракаром, и Еркенацом свидетельствует также наличие в пирокластических отложениях большого количества ксенолитов нижнемеловых известняков прорванных вулканами.

Петрография

Капанские четвертичные лавы представлены базальтами, базанитами и тефритами двух доминирующих типов – оливиновых и амфиболовых (роговообманковых по Ширинян и Задоян, 1990).

Оливиновые базаниты вулканов Норашеник и Еркенац являются свежими породами с порфировой структурой. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, оксидами Fe-Ti, апатитом.

Оливин является преобладающим вкрапленником оливиновых базанитов и составляет от 2 до 10% от объема пород. Представлен оливин вытянутыми и ромбовидными кристаллами размером достигающим до 1.2мм.

Клинопироксен является вторым основным породообразующим минералом оливиновых базанитов, составляет от 0.1 до 6% от объема пород и представлен удлиненными и короткими призматическими таблитчатыми кристаллами, иногда, неопределенной формы. Размеры вкрапленников колеблются от 0.1 до 0.6мм, иногда до 1.5мм. Кристаллы клинопироксена характеризуются зональным строением, иногда волнистым угасанием, но встречаются также кристаллы без выраженной зональности.

Плагиоклаз встречается во всех исследуемых образцах и составляет от 0.1 до 2% от объема пород. Размеры вкрапленников плагиоклаза колеблются от 0.1 до 1мм.

Апатит в виде небольших по размерам кристаллов (<0.1мм) составляет меньше 1% от объема пород. В шлифах апатит вытянут по длинной оси в виде бипирамидальных призм или изометричных шестиугольников в поперечном сечении.

Основная масса оливиновых базанитов микролитовая. Состоит из игольчатых и пластинчатых кристалликов плагиоклаза, клинопироксена, оливина, апатита, нефелина, рудного минерала и диветрифизированного стекла.

Амфиболовые базаниты являются так же довольно свежими породами с порфировой структурой. Вкрапленники представлены базальтической роговой обманкой, клинопироксеном, оливином, плагиоклазом, апатитом и рудным минералом.

Высокотитанистый амфибол (титанистый паргасит) является одним из главных породообразующих минералов и составляет от 3 до 7% от объема пород. Представлен амфибол двумя генерациями: как крупными кристаллами (до 1.5мм) среди вкрапленников, так и в

виде мелких зерен в основной массе, что указывает на участие водного флюида в расплаве в длительном интервале эволюции расплавов, вплоть до конечных стадий кристаллизации и закалки пород. Амфибол встречается как в виде совершенно свежих кристаллов, так и в виде кристаллов с явной каймой вторичного амфибола (актинолитизация), а также с опацитовыми оторочками из рудной фазы. В свежих кристаллах хорошо выражена спайность и обычный для амфибола плеохроизм в желтых, темно-бурых и красновато-бурых зонах.

Клинопироксен амфиболовых базанитов по составу и облику не отличается от клинопироксена оливиновых базанитов и составляет 1.5-2.5% от объема пород, максимальные размеры фенокристов доходят до 0.5мм.

Апатит в роогообманковых разностях мало чем отличается от описанных в оливиновых базанитах, за исключением размеров (до 0.3мм) и большего количества, 1-3% от объема пород.

Плагиоклаз встречается в виде мелких кристаллов (до 0.2мм) и составляет около 1% от объема пород. Иногда встречаются довольно крупные кристаллы (до 1.5мм), которые по всей видимости являются ксеногенными.

Оливин мало чем отличается от описанных в оливиновых базанитах, за исключением их небольших размеров (не больше 0.25мм).

Основная масса амфиболовых базанитов также представлена микролитовой структурой. Основное отличие от основной массы оливиновых базанитов обусловлено наличием большего количества кристаллов апатита. Важно отметить, приведенные в статье геохронологические данные свидетельствуют о том, что во времени минеральный парагенезис базанитов меняется в сторону увеличения количества амфибола.

Петро-геохимические особенности исследуемых пород

По вещественным и минералогическим признакам вулканиты Капана ранее были типизованы как оливиновые и роогообманковые базаниты (Ширинян, Нагапетян, 1974); но в более поздней работе некоторые оливиновые разновидности из вулкана Норашеник были отнесены к пикритам и щелочным пикритам (Ширинян, Задоян, 1990).

Содержания главных петрогенных компонентов в вулканитах, рассматриваемых в данной работе представлены в табл.1. На классификационной диаграмме TAS, (рис.5), по (Le Bas & Streckeisen, 1981) все составы вулканитов Капана, за исключением образцов КАР-108 и КАР-141 попадают в поле базанитов и тефритов. С учетом нормативного состава ($Ol > 5\%$, табл.2), эти вулканиты могут быть уверенно идентифицированы как типичные базаниты по минералогическим особенностям соответствующие оливиновым (КАР-100, КАР-101, КАР-110, КАР-111, КАР-114,

КАР-120) и роговообманковым (КАР-162, КАР-226) разностям. Обособленную группу образуют составы образцов КАР-108 и КАР-141, которые согласно той же классификации соответствуют пикробазальтам (рис.5).

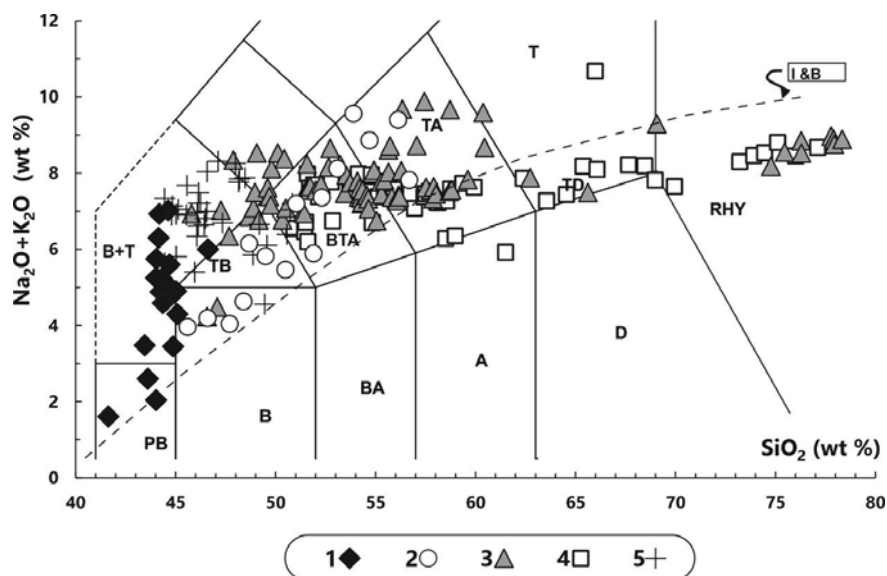


Рис.5. Положение составов плиоцен-плейстоценовых вулканических пород Сюникского нагорья, Вардениса и Капана в сравнении с четвертичными базальтоидами СЗ Ирана на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS по Le Bas & Streckeisen, 1991). 1. базальтоиды Капана; 2. вулканические серии Ахара, СЗ Иран; 3. ареальные и полигенные серии Сюника; 4. вулканические серии Вардениса; 5. базальтоиды Иранского Курдистана. Данные по Сюнику и Варденису: (Sudgen et al., 2019); база данных лаб. вулканологии, по Капану – новые данные авторов и база данных лаб. вулканологии, породы Ахара по (Dabiri et al, 2011); Иранского Курдистана по Allen et al., 2013. Разделение щелочных и субщелочных (sub-alkaline) пород по (Irvine & Baragar, 1971).

Особенности распределения главных компонентов на вариационных диаграммах (не приведены), позволяют исследуемый вулканизм Капана отнести к двум обособленным магматическим сериям.

Первая сформирована оливиновыми и роговообманковыми базанитами, а также пикробазальтом Халаджского потока, для которых наблюдаются единые магматические тренды, обогащения Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и значительного понижения содержаний CaO в ряду от оливиновых (MgO -11.98 мас.%) к роговообманковым (MgO -6.65 мас.%) базанитам. Вулканиды этой группы выделены в генетически взаимосвязанную, дифференцированную базанитовую серию. Образцы этой серии, кроме КАР-108, суммарная щелочность которого гораздо ниже ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.62$), главным образом за счет очень низких концентраций натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 1.26$), характеризуются очень низкими концентрациями кремнезема ($\text{SiO}_2 = 41.64$ -44.65 вес%) и высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.45$ -7.01 вес%). Следует отметить, что состав пикробазальта КАР-108, в целом, за исключением существенно более низкого содержания Na_2O , идентичен породам отме-

ченной группы и на данном этапе исследований также отнесен к базанитовой серии.

Ко второй группе может быть отнесен пикробазальт района Еркенац, значительно отличающийся от пород базанитовой серии и характеризующийся более повышенными, почти в два раза, содержаниями TiO_2 и P_2O_5 , и существенно более низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , и Na_2O для одинакового уровня магнезиальности пород. Для этого образца установлены исключительно низкие содержания кремнезема ($\text{SiO}_2=38.37\text{вес}\%$) и очень низкие концентрации калия ($\text{K}_2\text{O}=0.37$) и особенно натрия ($\text{Na}_2\text{O}=0.95$). Исходя из отмеченных характеристик и используя детализированную классификацию пород, фигуративные точки находящихся вблизи дискриминантной линии Макдональда и Катсуры (Macdonald, Katsura, 1964), разделяющей поля толеитовых и щелочных пород, состав этой породы более соответствует субщелочным (transitional - в иностранной литературе) магмам, что позволяет пикробазальт КАР-141 отнести к слабо дифференцированным пикробазальтовым производным субщелочного типа магматизма.

Таким образом, описываемый молодой вулканизм Капана охарактеризован преимущественно производными базанитовых магм и только в одном случае больше соответствует примитивным расплавам пикробазальтового состава.

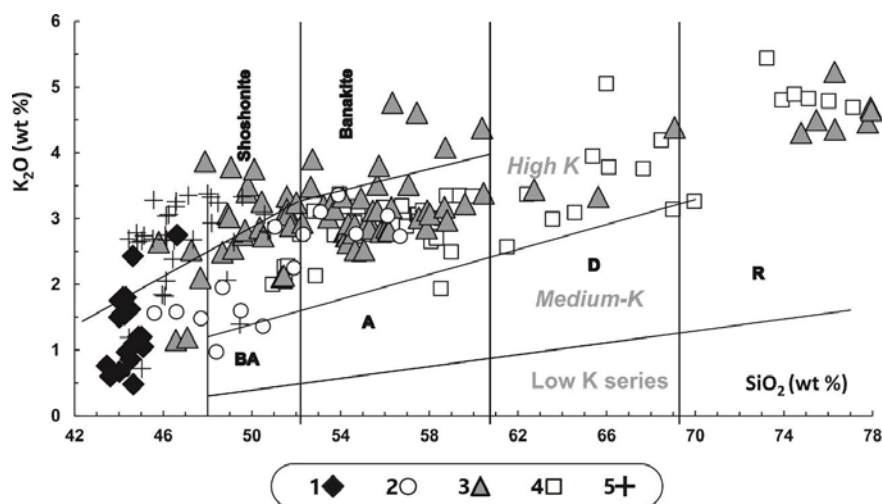


Рис.6. Положение составов плиоцен-плейстоценовых вулканических пород Сюникского нагорья, Вардениса и Капана в сравнении с четвертичными базальтоидами СЗ Ирана на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (по Pecerillo&Taylor, 1976). 1. базальтоиды Капана; 2. вулканические серии Ахара, СЗ Иран; 3. ареальные и полигенные серии Сюника; 4. вулканические серии Вардениса; 5. базальтоиды Иранского Курдистана. Данные по Сюнику и Варденису: (Sudgen et al., 2019); база данных лаб. вулканологии, по Капану – новые данные авторов и И. Никогосяна и база данных лаб. вулканологии, породы Ахара по Dabiri et al, 2011; Иранского Курдистана по (Allen et al., 2013).

На рис.5 и 6 помимо Капанских пород, для сравнения, нанесены также составы вулканических серий Сюника, Капана и Вардениса, Ахарского вулканического ареала в СЗ Иране и базанитов Иранского Курдистана. На указанной диаграмме наглядно видно разделение недосыщенных кремнеземом пикробазальтов, базанитов и тефритов Сюника и Капана от остальных пород. На диаграмме K_2O-SiO_2 (рис.6), показано положение Капанских, Сюникских и Варденисских вулканических серий. Отчетливо видно наличие обогащенных, высококалийевых (шошонитовых серий) в Сюнике.

При сравнении составов Капанских лав с Арагацскими, Гегамскими, Сюникскими, прежде всего нужно отметить что, за исключением серий Сюник II (по Карапетян и др. 2010; Меликсетян, 2018), все остальные четвертичные лавы Армении являются насыщенными кремнеземом породами. При этом отмечается также увеличение щелочности с севера на юг от Джавахетского плато до Капана (Меликсетян, 2018). Петрохимические тренды Сюника наглядно демонстрируют, что полигенная и трахибазальт-базальтовая, трахиандезит-трахиандезитовая серии демонстрируют схожие тренды и образованы из единого очага в результате кристаллизационной дифференциации (Сюник-I), а базальт-базанит-тефрит-фонотефритовая (Сюник-II) серия резко выделяется и сходна с базальт-базанит-тефритовой серией Капана (Карапетян и др. 2010; Меликсетян, 2018). Щелочные базальтоиды Сюник-II и Капана обогащены TiO_2 и MgO относительно других серий.

Касаясь геохимических характеристик, важно отметить, что до настоящего времени геохимические данные были доступны по единственному образцу базанита из Халаджского потока (вулкан Норашеник) из работы (Mederer et al., 2013). В данной работе представлены геохимические данные по 10 представительным образцам, отражающим все типы пород. Исходя из анализа расширенных редкоэлементных спайдерграмм, нормированных к составу примитивной мантии по (Sun&McDonough, 1989) важно отметить большую степень обогащения LILE, включая лантаноиды (Ba, Pb, Sr, Eu, La, Ce, Nd, Sm), в сравнении с долеритовыми сериями северной Армении. Капанские лавы сходны с недосыщенными кремнеземом Сюникскими лавами (Сюник-II). Редкие элементы Капанских лав демонстрируют большие вариации таких элементов как Ba (794-1618 ppm), Sr (1413-3385 ppm), Rb (3-39 ppm), Zr (118-206 ppm) и V (150-275 ppm). Капанские лавы демонстрируют умеренный Ta-Nb минимум, обогащение LIL элементами, легкими лантаноидами, стронцием и цирконом (рис.7). Отношение La/Yb, отражающее обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых в Капане варьирует в пределах 44-66, значительно превышая таковые других лав Армении, за исключением Сюникских вулканических серий. Близки к Капанским вулканические серии Ахара, а базаниты Иранского Курдистана демонстрируют еще более обогащенные составы по ряду LIL элементов.

Таблица 1

Содержание главных и редких элементов в четвертичных вулканических породах
Капанского блока, (главные элементы в весовых процентах, редкие
элементы в ppm)

Образцы: КАР-100, КАР-101, КАР-108, КАР-110, КАР-111, КАР-114, КАР-120 –
вулкан Норашиник и Норашиникский (Халаджский) поток; обр КАР-141 – вулкан
Еркенац; обр. КАР-162 вулкан Кахнут; обр КАР-226 Кармракарский поток.

	КАР-100	КАР-101	КАР-108	КАР-110	КАР-111	КАР-114	КАР-120	КАР-141	КАР-162	КАР-226
	База-нит	База-нит	Пикро-базальт	База-нит	База-нит	База-нит	База-нит	Пикро-базальт	База-нит	База-нит
SiO ₂	44.53	44.65	41.64	44.25	44.31	44.36	43.46	38.37	44.63	44.18
TiO ₂	1.18	1.19	1.4	1.18	1.19	1.27	1.47	2.16	1.65	1.64
Al ₂ O ₃	14.13	14.3	14.54	14.44	14.25	14.55	14.29	12.74	16.72	15.74
FeO*	8.51	8.84	8.93	8.93	10.04	8.77	8.87	10.27	9.68	8.78
MnO	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.14
MgO	11.86	11.98	11.74	11.35	11.68	10.74	11.48	11.16	6.91	6.65
CaO	12.18	12.27	12.16	12.41	12.38	12.34	11.73	12.24	10.62	11.48
Na ₂ O	3.8	4.44	1.26	3.34	3.43	3.62	2.72	0.95	4.59	5.13
K ₂ O	0.86	0.48	0.35	1.54	1.8	0.97	0.76	0.43	2.43	1.8
P ₂ O ₅	0.97	0.98	1.11	0.93	0.94	1.05	1.21	2.18	1.68	1.52
п.п.п.	1.87	1.25	6.55	2.15	0.3	2	4.15	9.2	0.9	2.9
Total	100.08	100.57	99.87	100.72	100.51	99.84	100.34	99.90	99.99	99.98
Li	9.3	9.7	12.4	9.2	8.6	10.7	13.3	17.3	10.1	12.6
Be	1.6	1.6	1.7	1.6	1.6	1.8	2.1	2.9	2.3	2.5
Ti	7074.1	7134.1	8393.0	8812.7	7074.1	7613.7	7134.1	12949.2	9831.8	9891.8
V	215.0	191.5	176.0	180.0	202.7	226.2	212.6	274.2	131.7	180.7
Cr	428.3	400.2	458.1	424.8	420.0	392.2	440.9	404.9	139.0	128.3
Sr	2159.9	2013.2	2302.5	2275.1	1851.8	2243.2	1913.2	1500.4	3131.0	2911.5
Rb	11.7	25.4	3.3	25.5	28.0	20.1	15.5	2.9	39.3	11.9
Y	20.9	21.7	23.8	23.5	22.0	21.2	20.6	22.4	20.0	21.7
Zr	128.4	119.7	137.6	159.0	118.8	141.9	126.3	175.9	177.2	168.6
Ta	1.0	1.0	1.1	0.9	0.9	1.1	1.1	1.5	1.3	1.4
Nb	23.8	23.9	16.8	23.1	21.9	26.7	26.6	32.0	30.9	32.0
Cs	0.6	0.6	0.4	0.7	0.7	0.6	1.2	0.1	0.7	0.8
Ba	929.7	874.7	1174.6	1281.4	835.0	902.6	840.1	1615.2	1372.5	1084.1
La	66.8	70.5	66.9	74.8	69.7	78.9	65.5	92.7	83.9	92.1
Ce	138.5	143.9	143.9	160.2	143.1	162.2	135.3	207.2	177.4	197.1
Nd	64.4	66.8	71.0	79.8	69.3	74.8	64.2	104.0	84.9	94.3
Sm	10.3	11.3	11.8	13.1	11.6	11.8	10.5	16.3	13.5	14.8

Eu	2.6	2.8	3.0	3.3	3.0	3.0	2.7	3.9	3.4	3.6
Dy	3.9	4.3	4.6	4.6	4.4	4.1	4.0	4.7	4.3	4.5
Er	1.6	1.9	1.8	1.8	2.0	1.6	1.7	1.6	1.4	1.5
Yb	1.5	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.3	1.4
Pb	15.3	14.6	12.7	14.5	14.2	16.8	14.4	14.4	18.9	16.9
Th	5.7	5.4	4.8	5.5	5.1	5.9	4.8	4.0	4.8	4.9

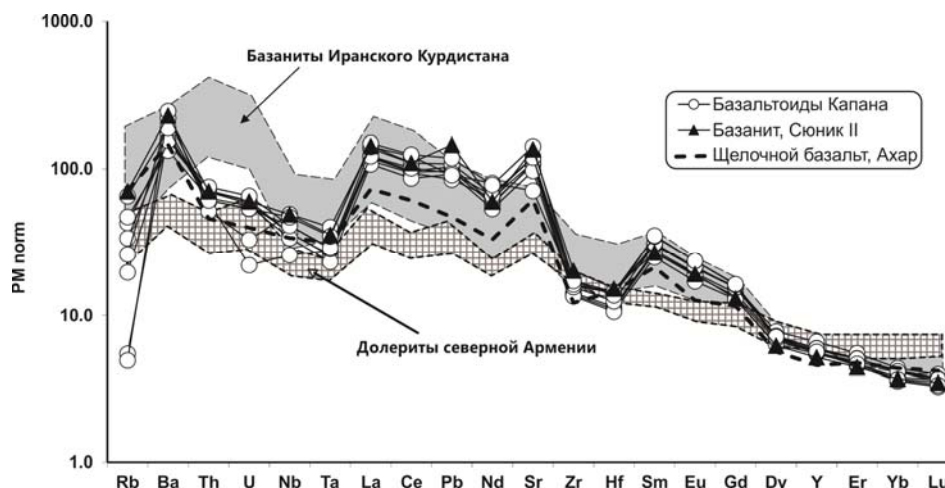


Рис.7. Сравнение геохимических характеристик базальтоидов, происходящих из двух основных мантийных источников пост-коллизийного магматизма СВ части Армянского нагорья – «долеритового» и южного – Сюник-Капан-СЗ Иранского.

Как было показано ранее, сравнительный анализ геохимических характеристик вулканизма Джавахетского плато, Арагаца, Гегам и Карс-Эрзерумского плато показывает их единообразие (Меликсетян, 2018).

Исходя из проведенных детальных исследований можно сделать вывод о том, что Варденис и Сюник являются границей между двумя различными мантийными доменами: первый - Карс-Эрзерум-Джавахети-Арагац-Гегам (долеритовый) на север-северо-запад и второй, более обогащенный Сюник-Капан-СЗ Иран на юг-юго-восток (Меликсетян, 2018).

Минералогические особенности исследуемых лав

Оливины. В табл.2 приведены анализы представительных составов для каждого образца. Во всех изученных оливиновых разностях базанитовой серии оливин представлен довольно магнезиальной разностью с близким интервалом форстеритовой компоненты, равной для каждого образца: КАР-100 - $Fo_{90.3-88.5}$, КАР-101 - $Fo_{90.2-88.1}$, КАР-108 - $Fo_{90.3-87.9}$, КАР-110 - $Fo_{91.1-88.3}$, КАР-111 - $Fo_{90.3-88.5}$, КАР-114 - $Fo_{91.89}$, КАР-120 - $Fo_{90.5-88.1}$. Оливин роговообманковых разностей этой серии имеет близкий к оливиновым разностям состав в образце КАР-226 - $Fo_{89.2-88.5}$ и состав про-

двинутый в менее магнезиальную область в процессе фракционирования для образца КАР-162 - $Fo_{88.5-86.6}$. Вкрапленники оливина субщелочной пикробазальтовой серии (КАР-141) характеризуются стабильно менее магнезиальным уровнем форстеритового компонента относительно оливиновых разностей базанитовой серии и представлены интервалом 88.9-86.5мол.% Fo. Следует отметить, что практически во всех образцах исследования наблюдается выраженная зональность вкрапленников оливина, представленная более магнезиальным ядром и краевой зоной более железистого состава.

Таблица 2

Химические составы оливинов, включений хромистой шпинели в них и пироксенов в четвертичных вулканических породах Капанского блока (в весовых процентах).

	КАР-100	КАР-101	КАР-108	КАР-110	КАР-111	КАР-114	КАР-120	КАР-141
Оливины								
SiO ₂	40.32	40.48	40.61	40.83	39.79	40.89	40.02	40.24
MgO	47.54	48.03	48.10	48.32	47.95	48.71	47.17	46.73
CaO	0.19	0.16	0.16	0.18	0.16	0.20	0.15	0.15
FeO	10.75	9.95	9.52	10.42	9.96	9.92	11.62	12.19
MnO	0.14	0.11	0.15	0.12	0.12	0.23	0.14	0.11
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03
NiO	0.27	0.46	0.42	0.34	0.39	0.39	0.47	0.52
Total	99.28	99.24	99.00	100.27	98.41	100.37	99.61	99.98
Fo	88.75	89.59	90.01	89.21	89.57	89.75	87.86	87.24
Хромшпинели								
SiO ₂	0.07	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.08
TiO ₂	0.54	0.42	1.34	0.43	0.56	0.69	0.89	1.57
Al ₂ O ₃	29.84	30.45	7.79	27.39	25.64	20.52	19.28	20.97
Cr ₂ O ₃	24.83	27.48	11.09	25.13	25.49	25.36	27.67	28.56
V ₂ O ₃	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.08	0.13	0.19
FeO*	25.11	21.41	60.37	26.19	29.98	33.53	33.73	31.24
MnO	0.38	0.43	0.43	0.36	0.52	0.56	0.51	0.44
MgO	14.96	15.69	8.80	14.52	12.77	12.93	11.58	11.84
NiO	0.23	0.39	0.45	0.31	0.37	0.39	0.44	0.42
ZnO	0.14	0.08	0.03	0.12	0.33	0.17	0.08	0.12
FeO	12.66	11.36	17.89	12.35	14.63	13.48	15.65	16.54
Fe ₂ O ₃	13.84	11.16	47.20	15.39	17.06	22.29	20.09	16.33
Total	97.60	97.58	95.18	96.19	97.49	96.46	96.33	97.05
Mg/(Mg+Fe ₂₊)	0.68	0.71	0.53	0.68	0.61	0.63	0.57	0.56
Cr/(Cr+Al)	0.36	0.38	0.49	0.38	0.40	0.45	0.49	0.48

Пироксены								
Sample	KAP-100	KAP-101	KAP-108	KAP-110	KAP-114	KAP-120	KAP-141	KAP-226
SiO ₂	50.88	49.76	51.13	49.61	49.86	49.51	50.46	50.43
TiO ₂	0.56	0.68	0.16	1.01	0.62	0.93	0.43	0.7
Al ₂ O ₃	6.65	6.44	6.28	8.03	6.87	8.32	6.25	6.78
FeO	3.82	3.84	6.92	5.71	4.44	5.51	8.14	5.84
MnO	0.07	0.11	0.21	0.03	0.08	0.04	0.24	0.04
MgO	15.53	15.81	13.58	14.83	15.59	15.32	12.46	15.54
CaO	20.33	21.02	20.2	21.07	20.35	20.07	20.65	19.25
Na ₂ O	0.52	0.53	1.19	0.53	0.56	0.84	1.12	1.02
Cr ₂ O ₃	0.78	1.19	0.21	0.03	1.09	0.21	0.02	0.89
Total	99.14	99.38	99.88	100.85	99.46	100.75	99.77	100.49
Mg/(Mg+Fe)	87.87	88.01	77.77	82.24	86.22	83.21	73.18	82.59
Wo	0.45	0.46	0.45	0.46	0.45	0.44	0.47	0.42
En	0.48	0.48	0.42	0.45	0.48	0.47	0.39	0.48
Fs	0.07	0.07	0.12	0.10	0.08	0.09	0.14	0.10

Высокая магнезиальность оливинов и частота их встречаемости в оливиновых и амфиболовых базанитах показана на рис.8.

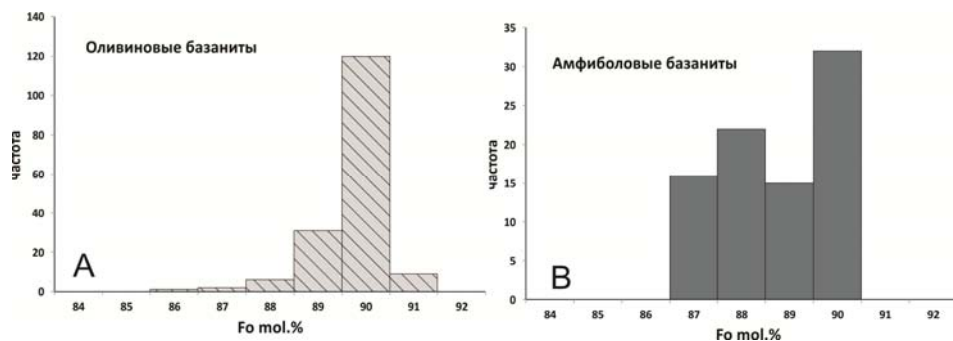


Рис.8. Частота встречаемости оливинов в зависимости от их магнезиальности (содержания форстеритового компонента) в оливиновых базанитах (а) и амфиболовых базанитах (б).

Хромшпинелиды в исследуемых породах встречаются в виде монокристаллических включений (размером 5-20мкм) во вкрапленниках оливина и клинопироксена, а также, очень редко в виде захваченных фаз в расплавных включениях во вкрапленниках оливина. Составы представительных хромшпинелидов для каждого образца представлены в табл.2. В целом они характеризуются более повышенными содержаниями Ti и Fe относительно хромшпинелидов мантийных шпинелевых перидотитов, что подтверждает магматическое происхождение оливин-хромшпинелидовой ассоциации. Исследуемые хромшпинелиды характеризуются весьма широкими спектрами составов: TiO₂ = 0.15 - 1.54 мас.%; Al₂O₃ = 11.49 - 31.3

мас.%; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 24.3\text{--}33.9$ (единичный случай 55.1) мас.%; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0.03 - 0.21$ мас.%; $\text{Mg\#} = 67.9 - 42.7$ мол.%; $\text{Cr\#} = 56.4 - 36.1$ (единичный случай 76.3) мол.%.

Пироксены. Наиболее представительные составы вкрапленников клинопироксена для каждого образца исследования представлены в табл.2. Исследуемые клинопироксены представлены авгитом и имеют следующие интервалы содержаний окислов: $\text{TiO}_2 = 0.16 - 1.1$ мас.%; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.4 - 8$ мас.%; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.01 - 1$ мас.%; $\text{CaO} = 18.2 - 21.5$ мас.%; $\text{Na}_2\text{O} = 0.4 - 1.2$ мас.%. Такие вариации содержаний могут быть объяснены как широким интервалом давления кристаллизации, в пользу которого говорит широкий интервал давлений в диапазоне 4-8 kbar, рассчитанных по геобарометру (Nimis, 1995), так и отличиями в составах расплавов, из которых они кристаллизовались. Весьма резонным кажется также предположение о смешении расплавов в промежуточных очагах. Магнезиальность клинопироксенов имеет пределы $\text{Mg\#} = 88\text{--}64$, что говорит о близком к ликвидусной ассоциации уровне. В свою очередь отсутствие твердофазовых включений клинопироксена во вкрапленниках оливина позволяет сделать предположение об отсутствии совместной катектической кристаллизации клинопироксена и оливина и может говорить об изменении поля стабильности клинопироксена в процессе эволюции родоначального расплава базанитовой серии.

Оливин-хромшпинелевый парагенез

Детальному исследованию были подвергнуты хромшпинелиды, проявленные в виде включений в оливинах из базальтоидов Капанских вулканических серий. Основные особенности химизма хромшпинелидов и оливин-хромшпинелевого парагенеза представлены в табл.2, а также на диаграмме Arai (1992, 1994) (рис.9). Составы минералов оливин-хромшпинелевого парагенезиса соответствуют уровню составов мантийной корреляции и находятся в области OSMA, что подтверждает мантийный характер образования исследуемых вулканических серий. Поскольку Cr-number ($\text{Cr\#} = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) в шпинелях в примитивных магмах обычно отражает модальный состав мантии, из которой этот расплав происходит (Arai, 1994), этот параметр широко используется для сравнения источников MORB (срединно-океанических базальтов), OIB (внутриплитных базальтов) или базальтов островных дуг, чтобы охарактеризовать предполагаемый состав мантии. Так низкий уровень Cr# соответствует лерцолитовому источнику, а высокий – гарцбургит-дунитовым мантийным источникам, подверженным предыдущим эпизодам плавления (Arai, 1994). Сравнение оливин-шпинелевого парагенезиса магм Капана с таковыми внутриплитных магм Анатолии показывает различие их мантийных источников. Состав шпинелей в оливинах Капанских пород демонстрирует его происхождение из источника, обедненного предыдущими эпизодами плавления, в отличие от лерцолитового источника внутри-

плитных магм западной Анатолии или северного выступа Аравийской плиты (рис.9). Важно отметить, что оливин-хромшпинелевый парагенезис Капанских базанитов отличен не только от таковых в региональных внутриплитных магмах, но и от субдукционных магм, располагаясь между ними.

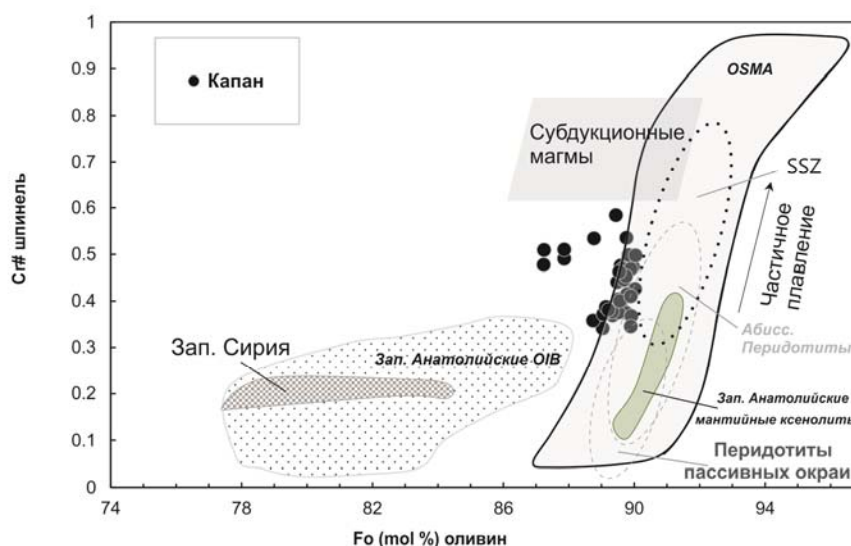


Рис.9. Составы включений хромшпинелидов во вкрапленниках оливина исследованных образцов базальтоидов Капана. Пунктирными линиями показана область оливин-шпинелевого парагенезиса мантийных пород (OSMA) по (Arai, 1992, 1994). Поля составов оливин-шпинелей OIB Анатолии и Сирии по (Nikogosian et al., 2018)

Обсуждение результатов и выводы

Гетерогенный неоген-четвертичный магматизм всего Анатолийско-Армянско-Иранского орогенного плато, сформированного в зоне Аравийской коллизии складчатой области обнаруживает более или менее четкие латеральные тенденции распределения разных типов магматизма. В северных частях рассматриваемого региона и в центральной Анатолии распространены преимущественно низкотитанистые известково-щелочные, субщелочные и трахитоидные серии пород, в южных и юго-восточных частях увеличивается содержание щелочей и проявлены недосыщенные кремнезёмом серии. В то же время недосыщенные кремнезёмом южные серии ЮВ Турции (Муш, Немрут, Тондрак) отличны по их геохимии и петрогенезису от Капанских и Сюникских лав (Меликсетян, 2018).

Геохимические особенности изученных пород и их сравнение с внутриплитным магматизмом региона (Magakyan & Nikogosian, 1997) показывает, что недосыщенный кремнезёмом магматизм Капана и Сюника не имеет аналогов по степени обогащенности LILE (кроме K) и LREE, за исключением базанитов Иранского Курдистана, и характеризуется очень низкими содержаниями Y и HREE и умеренным дефицитом HFSE (Ta, Nb,

Zr и Hf). Степень обогащения и фракционирования изученных лав, гораздо превышает те же характеристики для среднего OIB и соответствует наиболее щелочным недосыщенным кремнеземом базанит-нефелинитовым образованиям континентов и океанических островов, но при этом с Ta, Nb характеризующим субдукционное воздействие на мантию.

Наряду с такими особенностями как очень низкая концентрации кремнезема, высокие содержания магния и когерентных редких элементов (Sr и Ni), установленные различия по содержанию и распределению некогерентных элементов изученных вулканитов и корового вещества (Magakyan & Nikogosian, 1997), позволяют предположить отсутствие значительной контаминации недосыщенных кремнеземом расплавов Капана породами континентальной коры. Однако находки незначительного объема относительно крупных кристаллов кварца (до 1.5мм) в базанитах Капана (см. петрографическое описание) не позволяют категорически отвергать возможность коровой контаминации при формировании Капанских лав. Поскольку эти вкрапленники кварца не могут быть ликвидусными для соответствующих составов пород высокощелочных и одновременно недосыщенных кремнеземом магматических систем, более вероятной должна быть признана их ксеногенная природа.

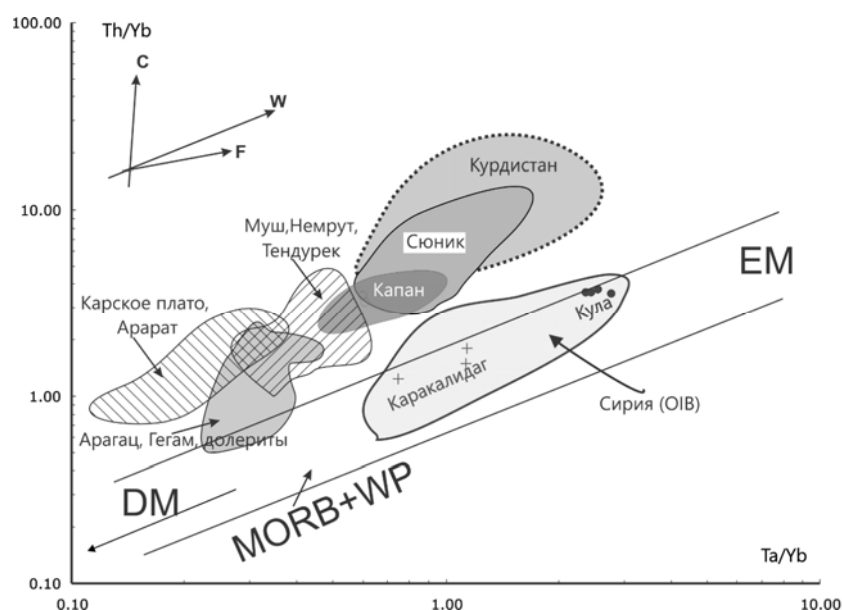


Рис.10. Сопоставление вулканических серий ($\leq 60\% \text{SiO}_2$) Армянского нагорья и континентально-внутриплитных вулканических серий вулканов Аравийской плиты (Сирии, Каракалидаг) и Кула (Анатолийский блок) на диаграмме Ta/Yb - Th/Yb. (по Pearce 1990). MORB+WP - область составов океанических и внутриплитных (несубдукционных) базальтоидов, DM-деплетированный мантийный источник, EM – обогащенный во внутриплитной обстановке мантийный источник. Тренды эволюции: C – контаминации, W – внутриплитного обогащения, F – фракционной кристаллизации. Данные авторов, а также по (Lustrino et al., 2012; Krienitz et al., 2007; Allen et al., 2013; Карапетян и др., 2010; Neill et al., 2013; Dabiri et al., 2011).

Установленные незначительные, но тем не менее негативные аномалии Р и возможно Ti, наряду с находками зерен кварца в тех же породах, подтверждают возможность коровой контаминации. Однако степень аномалий этих элементов наряду с целым рядом экстремально не коровых геохимических особенностей (наиболее главными из которых, в данном контексте, являются исключительно низкие уровни содержаний Y и HREE, а также K, Zr, Hf, Si, наряду с высокой магнезиальностью и очень высокими концентрациями Cr и Ni), позволяют заключить, что количество контаминированного корового вещества было столь незначительно, что практически не отразилось на геохимической специфике Капанских вулканитов.

Обращаясь к геодинамической интерпретации геохимических особенностей вулканитов различных частей Армянского нагорья в целом, отметим их своеобразную позицию на дискриминационной диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис.10).

На ней видны отличия региональных мантийных источников и степень участия коры в генезисе вулканических серий. Для вулканических серий Гегамского нагорья и вулкана Арагац, а также других вулканов Армянского нагорья (Муш-Немрут-Тондрак, Карское плато, Арарат), устанавливается мантийный источник с пониженными Ta/Yb отношениями и различной степенью контаминированности (рост отношения Th/Yb) при минимальной степени контаминации для щелочных серий Муш-Немрут-Тендурек. Вулканические серии Сюникского нагорья, Капана и Иранского Курдистана сдвинуты вправо, вдоль тренда мантийного обогащения (W) во внутриплитной обстановке и имеют Ta/Yb отношения, идентичные с сериями внутриплитного вулканизма Сирии и вулкана Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты, к югу от Армянского нагорья), но отличаясь большей степенью контаминации либо метасоматоза в мантии (рост отношения Th/Yb). Таким образом для вулканических серий Капана характерен мантийный источник, отличный от других серий Армянского нагорья, близкий к вулканизму провинции Курдистан западного Ирана (Allen et al., 2013). Здесь же отметим, что континентально-внутриплитные вулканические серии вулкана Кула (Западно-Анатолийский блок), демонстрируют еще один региональный мантийный источник типа OIB на западе Анатолии.

Новые данные по геохимии вулканизма Армении (Меликсетян, 2018) свидетельствуют о том, что «долеритовый» источник находится в литосферной мантии, обогащенной субдукционным компонентом (~45-50км), а «базанитовый» источник в мантии типа Сюник II – Капан – СЗ Иран более глубинный (~55-60км), более гетерогенный и водонасыщенный. Важно отметить, что вулканизм обоих этих источников проявлен в системе Памбак-Севан-Сюникского разлома в его северном и южном сегментах. Одним из возможных объяснений этого является приуроченность локальных зон растяжения необходимых для проявления вулканизма к этому крупному региональному разлому. Степень обогащения мантийного ис-

точника субдукционным компонентом для коллизионных лав всего региона, включая Иран и западную часть Армянского нагорья, отражена на диаграмме Nb vs. La (рис.11) (по данным Meliksetian et al., 2012; Меликсетян, 2018).

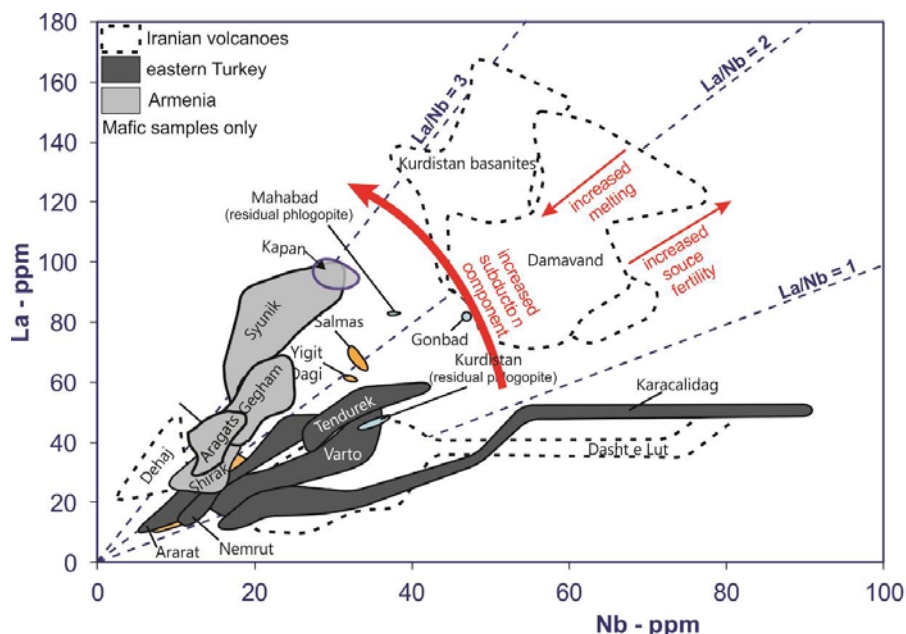


Рис.11. Диаграмма La vs. Nb (по Meliksetian et al., 2012, Меликсетян, 2018) показывающая, что отношения La/Nb в регионе подвержены значительным вариациям. Диаграмма наглядно демонстрирует увеличение абсолютных концентраций La и Nb в направлении с СЗ на ЮВ (Лори-Арагац-Гегам-Варденис-Сюник), включая увеличение отношения La/Nb в том же направлении, что отражает увеличение субдукционного компонента в мантийном источнике. Эти особенности связаны с воздействием Загросской субдукции на региональную мантию, проявленным в Иранском Курдистане (Allen et al., 2013), а в Армении в Сюнике (Сюник-II) и Капане.

Исходя из этих данных, наблюдается увеличение абсолютных концентраций La и Nb в направлении с СЗ на ЮВ (Джавахетский хребет и Лорийское плато-Арагац-Гегам-Варденис-Сюник), а также увеличение отношения La/Nb в том же направлении, что отражает увеличение субдукционного компонента в мантийном источнике (рис.11). Все изложенные данные указывают на то, что эти особенности связаны с воздействием Загросской субдукции на региональную мантию и проявлены в четвертичном вулканизме Сюника (Сюник-II) и Капана, идентично вулканическим сериям Иранского Курдистана (Allen et al., 2013).

Таким образом, коллизионные магмы на севере и на юге Армении происходят из мантийных источников обогащенных различными субдукциями. Наши данные указывают на то, что на севере обогащение мантии связано с субдукцией мезозойской Малокавказской ОД (Сомхето-Карабахской ОД), с возможным воздействием внутриокеанической субдукции

того же возраста, выделенной (Rolland et al., 2011 и др). В то же время на юге, где увеличивается содержание субдукционного компонента, помимо воздействия мезозойской субдукции накладывается также влияние более «свежей» палеогеновой Загросской субдукции типа активной континентальной окраины Андийского типа (дуга Урмия-Дохтар). Указанная субдукция привносит в мантийные источники вулканизма Сюника и Капана больше флюидного компонента, с чем связано появление водосодержащих минеральных фаз и увеличения степени флюидного обогащения, выраженного ростом Ba/La отношения и др. геохимическими особенностями. Составы оливин-хромшпинелевого парагенезиса Капанских магм указывают на их формирование в области оливин-шпинелевого парагенезиса мантийных пород (OSMA), занимая промежуточное положение между региональными OIB и субдукционным магмами.

Благодарности

Настоящая статья основана на полевых и лабораторных исследованиях проведенных в рамках тематического финансирования КН МОН РА № 15Т-1Е216. Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам Факультета науки, геологии и геохимии Амстердамского Свободного Университета др. Клаудии Куйпер и проф. Яну Уиджбрэнсу за проведение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок.

Литература

- Карапетян К.И. 1985, Гегамское вулканическое нагорье. //Рукопись, фонды ИГН Ереван.
- Карапетян С.Г., Джрбашян Р.Т., Навасардян Г.Х., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Савов И., Гукасян Р.Х. 2010, Верхнеплиоцен-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья. //Изв. НАН Армении, Науки о Земле, 1, с.3-21.
- Малхасян Э.Г., Лейе Ю.А. Оганесян Л.В. 1974, Геология и петрография базальтов вулкана Халадж. Изд. АН АрмССР., Зап. АОВМО, вып.6, Ереван, с.58-68.
- Меликсетян Х. Б., 2018, Генерация коллизионных магм на примере четвертичного вулканизма территории армении и вулканическая опасность. Автор. док. дисс., Ереван, 38с.
- Ширинян К. Г., Задоян В. А. 1990, Петрогенетическая систематика позднеорогенных базальтоидов Армении. Док. АН АрмССР, 90 (3), с.125-130.
- Ширинян К. Г., Нагапетян Л. Б. 1974, Новый тип базальтов в Армении. Изв. АН АрмССР, сер. Науки о Земле, 1, с.45-50.
- Ширинян К. Г. 1975, К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. //Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1, с.3-15.
- Allen M., Kheirkhah M., Neill I., Emami M., McLeod C. 2013, Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan, Iran. // J. Petrology, 54 (5), p.887-911.
- Arai S. 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Magazine. v.56. p.173 -184.
- Arai S. 1994, Characterisation of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation. // Chem. Geol. v.113, p.191– 204.
- Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V. 2005, Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. //Geodinamica Acta, v.18/6, p. 401-416.
- Dabiri R., Emami M., Mollael H., Chen B., Abedini M., Omran N., Ghaffari M., 2011, Quaternary post-collision alkaline volcanism NW of Ahar (NW Iran): geochemical

- constraints of fractional crystallization process. //Geologica Carpathica, 62, 6, p.547-562, doi: 10.2478/v10096-011-0039-2.
- Germa A., Connor L., Cañon-Tapia E., Le Corvec N.**, 2013, Tectonic and magmatic controls on the location of post-subduction monogenetic volcanoes in Baja California, Mexico, revealed through spatial analysis of eruptive vents. //Bull. Volcanol., 75:782, p.1-14.
- Irvine T., Baragar W.**, 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: //Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p.523-548.
- Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A.** 2002, Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and Adjacent Countries. // J. Volcanol. Geotherm. Res., 113 (1-2), p.319-344.
- Krienitz M., Haase K., Mezger K., Shaikh-Mashail M.**, 2007, Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah volcanic field (Southern Syria). //Journal of Petrology, 48, 8, p.1513-1542.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.**, 1991, The IUGS systematics of igneous rocks. //Journal of the Geological Society, v.148, p. 825-833.
- Lustrino M., Keskin M., Mattioli M., Kavak O.** 2012, Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag (SE Turkey). //Journal of Asian Earth Sciences, 46, p.120–139.
- Macdonald G.A., Katsura T.**, 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. //Journal of Petrology, 5, p.82-133.
- Magakyan R., Nikogosian I.**, 1997, Post-collisional extension related magmatism in Alpine-Himalayan Belt. //Proceedings, 7th Annual Goldschmidt Conference, Arizona, USA
- Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M.**, 2013, Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan Zone, southern Armenia. //Lithos, 177, p.61-78.
- Meliksetian Kh., Neill I., Allen M., Navarsardyan G., Karapetyan S.** 2012, Pliocene-Quaternary syn-collision volcanism of the Javakheti Ridge, NW Armenia: impact on models of magma generation in the Arabia-Eurasia collision zone. //Geophysical Research Abstracts, v.14, EGU-7894.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M., Navarsardyan G., Karapetyan S.** 2013, Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. //Lithos. 180-181, p.200-215.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M., Navasardyan G., Karapetian, S.** 2013, Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. //Lithos, Magmatism and Geodynamics Special Publication, in press, doi:10.1016/j.lithos.2013.05.005
- Nikogosian I., Bracco Gartner A., Bergen M., Mason P., Hinsbergen D.** 2018, Mantle sources of recent Anatolian intraplate magmatism: A regional plume or local tectonic origin?. //Tectonics, 37, 4535– 4566. <https://doi.org/10.1029/2018TC005219>.
- Pearce J., Bender J., Delong S., Kidd W., Low P., Guner Y., Sargolu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.**, 1990, Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. //Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 44, p.189-229.
- Peccerillo R., Taylor S.** 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. //Contributions to Mineralogy and Petrology v.58, p.63-81.
- Rolland Y., Sosson M., Adamia S., Sadradze N.** 2011, Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by 40Ar/39Ar dating. //Gondwana Res., 20, p.798–815.
- Sugden P., Savov I., Wilson M., Meliksetian Kh., Navasardyan G., Halama R.** 2019, The Thickness of the Mantle Lithosphere and Collision-Related Volcanism in the Lesser Caucasus, // Journal of Petrology, v. 60, Issue 2, p.199–230
- Sun S., McDonough W.** 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A., Norry, M.J. (Eds.) //Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, v.42, p.313-345.

**ԿԱՊԱՆԻ ԿԱՌՈՒՅՑԻ ԶՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀԱՍՏԱԿԻ ՄՈՆՈԳԵՆ
ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ: ՀՐԱԲԽԱԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ,
ԵՐԿՐԱԺԱՄԱՆԱԿԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱ
(Հայաստանի Հանրապետության Հվ.-Արև. հատված)**

**Մելիքսեթյան Խ., Նիկողոսյան Ի., Զրբաշյան Ռ., Գևորգյան Հ.,
Նավասարդյան Գ., Գրիգորյան Է., Մկրտչյան Մ.**

Ամփոփում

Կապանի կառույցի սահմաններում չորրորդական հասակի հրաբխային գործունեությունը պայմանավորված է հինգ, համեմատաբար ոչ խոշոր՝ Նորաշենիկ, Երկենաց, Կարմրաքար, Կակաչասար և Կաղնուտ արեալ (մոնոգեն) տիպի հրաբխային կենտրոնների ակտիվությամբ: Հաստատվել է հրաբխականության կապը Հս.-Արմ.- Հվ.-Արև. ուղղությամբ տարածվող, Խուստուփ-Գիրաթաղ խզվածքին զուգահեռ չորրորդական հասակի խզվածքների հետ:

Կապանի լավաների համար ստացված նոր $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ հասակագրական տվյալների համաձայն, հրաբխային ակտիվությունը համապատասխանում է ստորին պլեյստոգենի վերին և միջին պլեյստոգենի սկիզբն ընկած ժամանակահատվածին: Ուսումնասիրված բոլոր ապարները դասվում են սիլիկահողով թերհագեցած ապարների շարքին և պատկանում են օլիվինային և ամֆիբոլային բազանիտներին, իսկ նմուշներից երկուսը համապատասխանում են պիկրոբազալտներին: Կապանի լավաները նմանություն ունեն Սյունիքի լավաների՝ երկրաքիմիական տեսակետից հարստացած և սիլիկահողով թերհագեցած որոշ տարատեսակների հետ:

Երկրաքիմիական տվյալները մատնանշում են Կապանի երիտասարդ հասակի մագմաների ծագումը մանթիական աղբյուրներից՝ մոդիֆիկացված տարածաշրջանում ավելի վաղ տեղի ունեցած սուբդուկցիոն ներգործությամբ: Ցույց է տրված, որ Հայաստանի հարավ-արևելքում, որտեղ դիտվում է սուբդուկցիոն բաղադրիչի ազդեցության ավելացում, մեզոզոյան սուբդուկցիային վրադրվել է նաև համեմատաբար «երիտասարդ» պալեոգենյան հասակի Անդան տիպի, Զագրոսի սուբդուկցիայի ազդեցությունը:

**QUATERNARY MONOGENIC VOLCANISM OF THE KAPAN
BLOCK: VOLCANOLOGY, GEOCHRONOLOGY AND
GEOCHEMISTRY (SE PART REPUBLIC OF ARMENIA)**

**Meliksetian Kh., Nikogosian I., Jrbashyan R., Gevorgyan H., Navasardyan
G., Grigoryan E., Mkrtchyan M.**

Abstract

The Quaternary volcanic activity manifested within the Kapan block is associated with the activity of five, relatively small, volcanic centers of the areal (monogenic) type: Norashenik, Erkenats, Karmrakar, Kakachsar, and Kakhnut. A link has been established between volcanism and the Quaternary faults of the NW-SE direction parallel to the Khustup-Giratakh fault.

The age of Kapan lavas, according to our new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data, indicates volcanic activity in the range of the upper Lower Pleistocene prior to the beginning of Middle Pleistocene. All studied rocks are silica-undersaturated rocks and belong to olivine and amphibole basanites, and two samples correspond to picobasalts. Kapan lavas demonstrate an affinity with some geochemically enriched varieties of the silica-undersaturated lavas of Syunik.

Geochemical data indicate the formation of Kapan magmas from mantle sources modified by older subductions in the region. It is shown that in the south of Armenia, where the subduction component increases, in addition to the impact of the Mesozoic subduction, the influence of “fresher” Andean type Zagros subduction of Paleogene age can be observed.