

ПЛИНИАНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ИРИНД (АРАГАЦКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ, АРМЕНИЯ)

**© 2015 г. Р.Т. Джрбашян, Х.Б. Меликсетян, Ю.Г. Гукасян,
Р.П. Геворгян, И. Савов*, С.Г. Карапетян, Г.Х. Навасардян,
Д.А. Манучарян**

*Институт геологических наук НАН РА,
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения
E-mail: jrb_rub@sci.am*

**Институт Земли и окружающей среды, Университет Лидса, Великобритания.
Поступила в редакцию 13.02.2015г.*

Посвящается памяти А.Х. Мнацаканян

В статье рассмотрены некоторые особенности сильно эксплозивных плинианских извержений и формирования пемзовых лапиллевых туфов и витрофиров вследствие обрушения эруптивной колонны на примере вулкана Иринд, расположенного в пределах юго-западных предгорий Арагацкого вулканического массива. С указанным вулканом связаны также объемные извержения лав трахит-трахидацитового состава протяжённостью до 18 км, что обычно нетипично для вязких лав дацитового состава. Показано, что трахит-трахидацитовые лавы Иринда обладали вязкостью близкой к андезитовым составам, что связано с повышенной температурой и химическим составом расплава.

Полученные петро-геохимические данные показывают, что магматические расплавы, участвующие в процессах извержения вулкана Иринд, отличаются от собственно арагацких, в частности, более щелочным высоко-калиевым составом, обогащенным Rb, Ba, La, Ce, Th, U и др., а также пересыщением водно-газовой фазой (H₂O, CO₂ и др). Показано, что обогащение K, Rb, Ba связано с привнесом этих элементов флюидами в магматическую камеру вулкана Иринд и этот процесс явился триггером возникновения эксплозивного плинианского извержения.

Введение

Типы вулканических извержений варьируют от эффузивных до сильно эксплозивных, последние, обычно называемые плинианскими, представляют собой значительную опасность и могут иметь интенсивное воздействие на окружающую среду и климат. Геологическая история региона Араратской долины показывает, что в четвертичное время в регионе неоднократно происходили подобные эксплозивные извержения с VEI 4-6*, в частности: извержения разных генераций игнимбритов вулкана Арагац, извержение вулкана Арарат, с которым связаны отложения тефры, обнаруженные в Араратской долине и Вайоцзорской области, а также извержения связанные с относительно небольшими вулканами на периферии

*VEI – volcano explosivity index, (индекс вулканической эксплозивности). Шкала введенная в 1982 г. (New hall & Self, 1982), исходя из объема изверженного эксплозивного материала.

Арагацкого массива, такими как Иринд и Пемзашен. Поскольку подъем магмы и процессы, которые приводят к сильным эксплозивным извержениям плинианского типа не доступны для непосредственного наблюдения, изучение продуктов извержения, таких как пирокластические продукты и разрезы отложений тефры, представляют собой исключительную возможность для понимания механизма возникновения сильных эксплозивных извержений. Вулкан Иринд (рис.1), расположенный на ЮЗ предгорьях вулкана Арагац, представляет собой исключительный объект для подобного рода исследований, прежде всего компактностью самого вулкана и сохранностью цельного разреза пирокластических отложений: пемзы, перекрытой пемзовыми лапиллиевыми туфами (pumice rich welded lapilli-tuff) и витрофирами.



Рис. 1 Вулкан Иринд с вершинным некком.

В настоящей работе предпринята попытка восстановить последовательность эксплозивного извержения вулкана Иринд, изучены петрографические особенности лав и пирокластов, состав породообразующих минералов и стекол, петро-геохимические характеристики высоко-калиевых трахит-трахидацитов, а также некоторые аспекты физической вулканологии Ириндского извержения. Показано, что образование пемзовых туфов и витрофиров вулкана Иринд, как следствие обрушения эруптивной колонны (eruption column collapse), может являться моделью образования игнимбритов при более масштабных плинианских извержениях.

Изученность вулкана. Вулкан Иринд и продукты его деятельности впервые были изучены сотрудниками Закавказской экспедиции лаборатории вулканологии АН СССР, в частности, П.И. Лебедевым в 1931г. Согласно его концепции Иринд (г.Берглю) представляет собой изолированный четвертичный вулкан двухярусной постройки, возникший в кальдере (типа Сомма-Везувий).

Далее специальные вулканологические исследования проводились армянскими вулканологами – К.Г. Ширияном (1954, 1971), В.М. Амаряном (1964), еще позже Ю.Г. Гукасяном (1978, 1983, 1985). Среди них наиболее

детальные и специальные вулканологические исследования выполнены К.Г.Ширинаном и С.Г.Карапетяном, результаты которых обобщены в публикациях и научных отчетах (1954, 1971, 1978). По мнению К.Шириняна активность вулкана Иринд можно отнести к сложному эксплозивно-эффузивному типу деятельности, который характеризуется неоднократными выбросами пемзово-лапиллевой пирокластики, чередующейся с небольшими излияниями лав дацитового состава. Вулканическая активность завершается выдавливанием жерловой пробки.

В данной работе обобщены исследования вулкана Иринд, проведенные нами в последние годы в связи с выполнением международного проекта по оценке вулканической опасности в р-не Армянской АЭС 2009-2011, а также в рамках исследований по созданию концептуальной модели вулканизма региона Араратской долины (2013-2015).

Геолого-стратиграфическое положение и возраст. Вулкан Иринд представляет собой автономное изолированное вулканическое сооружение средне-плейстоценового возраста, входящее в состав Арагацкой вулканической области (АВО). Он локализован в пределах Арагацкой вулканической области на стыке обширного Кармрашенского (включающее также Ашнакское) вулканического плато и ЮЗ предгорной части стратовулкана Арагац. Основание вулканического сооружения Иринд представлено разнофациальной толщей вулканических пород нижне-среднеплейстоценового зраста второго этапа активности Арагаца. Верхний горизонт толщи, непосредственно подстилающий продукты вулканических извержений Иринда, представлен туфо-игнимбритовыми образованиями Арагаца ($0,655 \pm 0,038$ Ma, по Меликсетян, 2012) с подстилающими последние кислыми трахидацитовыми лавами второго этапа активности Арагаца (Гукасян, 1983).

Продукты вулканической деятельности Иринда непосредственно перекрываются потоками лав, стекающими со склонов вулкана Арагац, о чем свидетельствуют многочисленные обнажения в разрезах ущелий по обе стороны вулканической постройки Иринд. Таким образом, по геолого-стратиграфическим данным возраст начальной фазы вулканической активности вулкана Иринд может относиться к среднему плейстоцену (о чем свидетельствуют данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования $0,490 \pm 0,028$ Ma) (Connor et al., 2011). Для андезитов и дацитов привершинной части Арагаца имеются следующие изотопные датировки: трахидацитовые куполы - 0.540 ± 0.06 Ma (K-Ar, Чернышев и др. 2002), трахиандезиты вулкана Джрбажан 0.530 ± 0.012 Ma, трахиандезиты вулкана Какавасар 0.520 ± 0.009 Ma (K-Ar, Connor et al., 2011). Кажущееся противоречие, что привершинные трахиандезитовые и трахидацитовые потоки моложе вулкана Иринд может быть объяснено погрешностями измерений вследствие различных ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar) методов датирования в разных лабораториях, а также погрешностью $\pm 2\sigma$. Таким образом, полученные данные абсолютного возраста (с учетом погрешности $\pm 2\sigma$) свидетельствуют о большой интенсивности вулканических извержений стратовулкана Арагац

и вулканов на его периферии на рубеже $0.5 \pm 0.030 \text{ Ma}$, которые соответствуют IV стадии вулканической активности вулкана Арагац (Гукасян, 1985).

Морфоструктурная характеристика вулкана. Вулкан Иринд расположен в пределах нижней полосы ЮЗ предгорного склона массива г.Арагац. Расстояние вулкана от северной вершины г.Арагац – 22км., абсолютная высота 2050.9м., относительная (максимальная) с запада (над уровнем с.Иринд) 200м., минимальная с востока – около 100м. Максимальный диаметр основания вулканической постройки с запада на восток составляет порядка 1500м, минимальный (с севера на юг) – около 1200м. Вулкан имеет конусовидную форму с овальным основанием и асимметричными склонами.

С СЗ и СВ отдаленные периферии вулкана (сложенные из его продуктов) окружены и перекрыты более молодыми потоками лав кислого и среднего составов, генетически связанными с вулканом Арагац. К Ю и ЮЗ от вулкана простирается высокорельефное Ашнакское плато (площадью около 66 км^2), сложенное кислыми лавами трахитацитового состава.

Эруптивная деятельность вулкана Иринд. На основе анализа продуктов извержений Иринда нами выделены 2 стадии извержения: эксплозивная плинианская и эффузивная (вулканская?).

Эксплозивная плинианская фаза. Ряд естественных обнажений в эрозионных срезах ущелий двух рек, ограничивающих вулканическую постройку Иринд в СЗ и ЮВ-ом направлениях, а также многочисленные искусственные обнажения в карьерах предоставили возможность составления стратиграфической колонки, а также детального разреза пирокластической толщи вулкана Иринд (рис. 1). Изучение разреза пирокластической толщи свидетельствует о плавном увеличении граунлометрического состава пемзы снизу вверх (normal grading), без четких границ и инверсии гранулометрического состава (reverse grading). Характерно также отсутствие мелкозернистых прослоев внутри отложений тефры, обычно свидетельствующих о перерывах в извержении или разделяющих главные эруптивные фазы интервалов покоя. По аналогии с другими эксплозивными извержениями (к примеру, Rosi et al., 1999 и др.), это позволяет допустить, что исследованная пирокластическая толща является результатом однократного пароксизмального продолжительного (sustained) извержения плинианского типа (Houghton et al., 1999, in Sigurdsson ed., Encyclopedia of volcanoes, 1999). (По мнению одного из авторов, Ю.Гукасяна, указанная толща результат мультипараксизмальных выбросов пирокластиков).

Вулканическая деятельность начальной фазы активности вулкана Иринд характеризовалась образованием высокой эруптивной колонны и т.н. пирокластической волны (pyroclastic surge), представляющей собой высоко-водо-газонасыщенные горячие турбулентные потоки с небольшой долей мелкозернистого обломочного материала, идентичные выделенным (Sigurdsson et al., in Sigurdsson ed., Encyclopedia of volcanoes, 1999). Обыч-

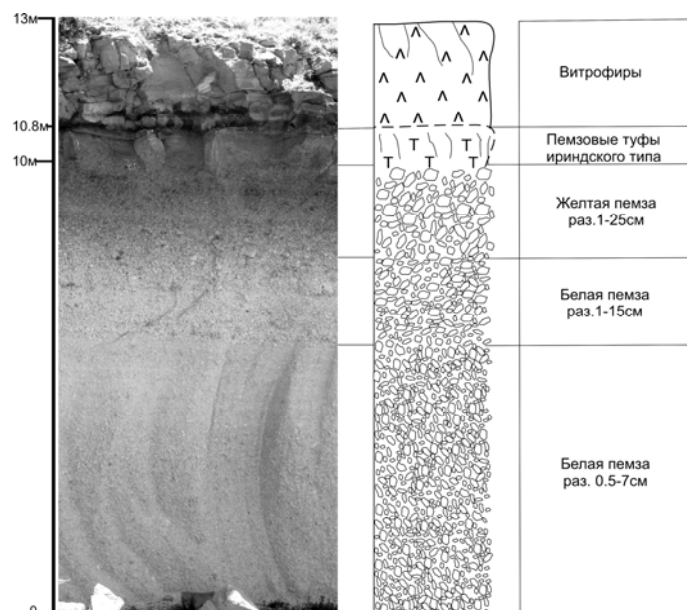


Рис. 2. Разрез обнажения пирокластической толщи вулкана Иринд, на С-СВ окраине с.Иринд (1300м к СЗ от вершины).

но пирокластическая волна соответствует непосредственно началу объемного эксплозивного извержения. Отложения пирокластической волны не обнаруживаются под пемзовыми пирокластическими отложениями (возможно карьеры не доходят до этих отложений, либо эти отложения не имеют широкого распространения), но классический разрез отложений пирокластической волны мощностью до 2,5м. обнаружен в небольшом карьере в западной части вулкана, что свойственно сильным и катастрофическим извержениям. Продукты Ириндского эксплозивного извержения (ИЭИ) представлены пемзой, отложившейся из эруптивной колонны или облаков (pyroclastic fall deposit); объем обнаженной части пирокластики Ириндского эксплозивного извержения достигает 46,8 млн.м.³ (площадь ~7.8 км.² при ср. мощности ~6м.) В то же время известно, что тефра подобных извержений, вследствие образования высокой эруптивной колонны достигающей десятков километров в высоту, часто распространяется на гораздо большие площади, но обычно не сохраняется, вследствие рыхлости отложений и быстрого их выветривания, либо тефра сохраняется исключительно во впадинах и при условии быстрого ее перекрытия лавами, игнимбритами или коллювиальными отложениями. Одно подобное обнажение пемзы Ириндского эксплозивного извержения обнаружено нами на расстоянии ~32км от вулкана в стенке карьера, расположенного в районе пересечения трассы Ереван - Гюмри и дороги к с. Бюракан, где туфы ереван-ленинканского типа перекрыты ириндскими пемзами, залегающими в верхней части туфовой толщи, а пемзовый слой в свою очередь перекрыт трахибазальтовыми андезитами Аштарацкого потока. Мощность пемзовой толщи Ириндского извержения в указанном карьере

достигает 2.5м., принадлежность пемзы к ИЭИ подтверждается геохимическими данными, так как трахиты и трахидациты вулкана Иринд отличны от других трахидацитов Арагацкой вулканической области повышенными содержаниями калия, бария и рубидия (рис. 4, 5).

Фрагментарность обнажений тефры ИЭИ не позволяет построить карты изолиний равных мощностей отложений (tephra isopach maps) для большой территории с целью точного подсчета объема изверженного пирокластического материала, тем не менее если учесть, что выпадение тефры происходило на расстоянии 32 и более км. от вулкана, то можно предположить, что площадь отложений ИЭИ составляла не менее 135км.², при средней мощности не менее 2м., что соответствует объему 270 млн.м.³; хотя очевидно, что объем извержения мог быть значительно больше. Таким образом, даже самая осторожная оценка объема Ириндского эксплозивного извержения (270 млн.м.³) позволяет идентифицировать его с объемом, находящимся в интервале 0.1-1км.³, что соответствует индексу VEI = 4, а оценка высоты эруптивной колонны подобных извержений находится в диапазоне 20-25 км. (Newhall & Stephen, 1982).

Эффузивная фаза. Дальнейшая эруптивная деятельность вулкана Иринд проявлена в излияниях нескольких генераций лав трахидацитового состава, по всей видимости, извергавшихся как из вершинного кратера, так и из системы трещин и прорывов на склонах и возле южного основания вулкана. Основной объем лав изливался из центрального кратера, впоследствии закупоренного неком. Объем лав вулкана Иринд достигает 2.9-3.6км.³, а длина потока до 18км., (площадь потока около 66км.²) составляя Ашнакское плато. Мощность трахидацитовых лав Ашнакского плато в среднем 44-50м., но иногда достигает 120м. Более детально эффузивная стадия и особенности формирования лавовых потоков Иринда будут рассмотрены разделе “Обсуждение результатов” данной статьи.

Геохимия главных и редких элементов.

Петро-геохимические данные полученные в последние годы в лабораториях Университета Лидса (Великобритания) и химической лаборатории ИГН НАН Армении позволяют охарактеризовать продукты извержения вулкана Иринд, как высоко-калиевые трахиты и трахидациты (по классификации TAS), (рис. 3 и 4).

При этом, вместе с ростом калия в ириндских породах отмечено увеличение содержания Rb и Ba до 1.5-2 раза относительно привершинных трахидацитов Арагаца. Относительно Арагацких трахидацитов повышены также содержания других LIL элементов подвижных во флюидах, таких как La, Ce, Cs, Th и U. Поскольку сильно эксплозивные извержения связаны с насыщением магмы водно-газовой фазой (в основном H₂O, CO₂ и др.) мы связываем повышенные концентрации K, Rb, Ba (рис. 5), с привнесом этих компонентов в промежуточный магматический очаг вулкана Иринд флюидами.

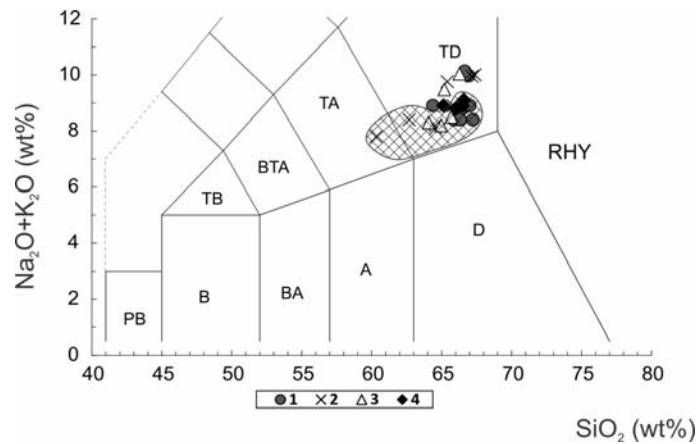


Рис. 3. Диаграмма TAS сумма щелочей – кремнезем (по LeBas & Streckeisen, 1991).

Условные обозначения:

1. Трахидациты (витрофиры) вулкана Иринд серого и черного цвета; 2. Пемзовые туфы вулкана Иринд; 3. Пемзы вулкана Иринд желтой и белой окраски; 4. Трахидациты Ашнакского плато светлосерого и черного цвета.

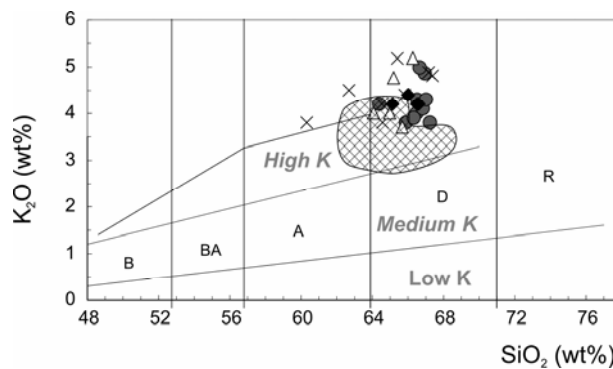


Рис. 4. Систематика пород вулкана Иринд по содержанию калия и кремнезема (по Pecerillo & Taylor, 1976). Условные обозначения см. рис. 3

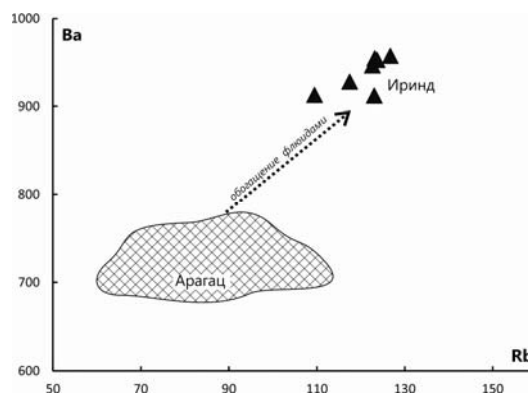


Рис 5. Диаграмма Rb-Ba, демонстрирующая флюидное обогащение ириндских трахитов и трахидацитов (черные треугольники) относительно Арагацких трахидацитов (заштрихованное поле).

При этом обогащение расплавов флюидами может являться триггером возникновения эксплозивных извержений, как было показано для Volcán de Colima в Мексике, где наиболее сильные плинианские извержения связаны с порциями магмы, обогащенными K, Rb, Ba и др. LIL элементами вследствие их привноса в магматическую камеру флюидами (Crummey et al., 2014). Представляется, что флюидное обогащение ириндских трахит-трахидацитов указанными элементами по сравнению с арагацкими трахидацитами, является механизмом, объясняющим возникновение эксплозивного извержения вулкана Иринд, отличающегося от близких по времени (около 500 Ка), но преимущественно эффузивных излияний трахиандезитовых и трахидацитовых лав Арагаца и центров привершинного плато.

Петрография и минералогия продуктов извержений вулкана Иринд

Петрография. Слагающие вулкан Иринд породы пирокластической и лавовой фаций относятся к узкой группе трахидацит-трахитов. Пирокластическая фация представлена разноокрашенными пемзами и пемзовыми лапиллевыми туфами (pumice rich welded lapilli-tuff). Пемзы характеризуются тонкой пористостью: от 0.2мм до 1.5см, местами в крупных обломках пемзы (10-30см) размеры пор достигают до 8см. По цвету пемзы разделяются на белые и кремово-желтые, связанные постепенными переходами: размеры обломков пемз от 0.5-10см. Пемзы вверх по разрезу постепенно сменяются пемзовыми туфами с крупными кристаллокластами Pl, и пемзовыми туфами с обильными включениями тонкослоистых фьямме (черный пехштейн) флюидальной текстуры, содержащими крупные включения Pl, вытянутые вдоль фьямме. Под микроскопом видны не литогенные обломки: пеплы, ляпилли, а также угловатые куски пемзы; обломочный материал в основном спекшийся, сваренный (преобладающий размер обломков 6-10см). Структура порфировая – фенокристаллы представлены резорбированными призмами и лейстами Pl (An_{20-30}), мелкими редкими призмами зеленого Cpx (Aug) и буроватого гиперстена (Orx), а также мелкими зернами Mgt: размеры фенокристаллов варьируют от 0,5 до 1-3мм. Основная масса состоит из различных по цвету прерывистых буровато-оранжевых полос и имеет волокнистую, пемзовую структуру и флюидальный облик.

Постепенно вверх по разрезу пемзовые туфы сменяются «витрофитами», имеющими облик гиалокластитов (Ширинян, 1971) – раздробленного стекла с крупными фенокристаллами плагиоклаза. Порода имеет витропорфировую структуру с обилием фенокристаллов Pl (An_{25-40}), присутствуют также редкие мелкие призмы зеленого Cpx (Aug) и буроватого гиперстена (Orx), а также мелкие зерна Mgt, размеры фенокристаллов варьируют от 0,3 до 3,5мм. Основная масса имеет стекловатую, витрофитовую структуру и местами флюидальный, реоморфический облик. Стекловатая масса, главным образом, состоит из прямых или изогнутых

волосовидных кристаллитов: т.н. трихитов, которые встречаются в виде радиально расходящихся пучков, образуя сферические выделения, а местами они встречаются в рассеянном виде.

Лавы вулкана Иринд отличаются крупнопорфировым сложением и по внешним признакам (цвету, плотности, текстуре) отчетливо разделяются на черные, темно-серые, плотные разности и светлоокрашенные, сероватые, розовато-серые разности тонкопористой, флюидальной текстуры.

Черные лавы по модальному составу фенокристаллов и повышенному содержанию ортопироксена относятся к трахидацитам с содержанием Q в норме от 16,0 до 21,0об.%. Они отличаются эвпорфировым обликом с крупными фенокристаллами плагиоклаза и пироксена на фоне черной плотной основной массы. Порода характеризуется высоким индексом порфировости (Pl=25-56об.%) и наличием крупных (2,5-4мм.) гломеропорфировых сростков. Фенокристаллы представлены плагиоклаз-двупироксеновой ассоциацией; размеры фенокристаллов варьируют от 1 до 2,5-3,5мм. В количественном отношении постоянно преобладает плагиоклаз (24-40об.%), образующий длинно-призматические (до 3-4мм.) индивиды с нечеткими линиями пятнисто-блоковой зональности (An₅₃₋₃₈); очертания их нередко оплавленные с тонкой резорбционной каймой. Вкрапленники бледно-зеленоватого клинопироксена (9-3об.%) и буроватого, плеохроирующего ортопироксена (9-4об.%) имеют идиоморфный столбчатый облик со слабо выраженной зональностью в узкой краевой полосе. Постоянно встречаются также изометричные или квадратные вкрапленники магнетита (до 1,5-2об.%), изредка – микрофенокристаллы апатита. Микроструктура гломеропорфировых сростаний призматически-зернистая, офитовая или пойкилитовая с проявленным идиоморфизмом плагиоклаза относительно обоих пироксенов и магнетита. Ведущая роль в этих сростаниях принадлежит плагиоклазу; количественные соотношения в среднем составляют: Pl-56об.%, СРх-35об.%, ОРх-9об.%, Мт-до 1об.%. Кроме того отмечаются более мелкие ортопироксен-магнетитовые и двупироксен-магнетитовые сростки, в которых ортопироксен представляет более раннюю фазу.

Основная масса описываемых лав микрокристаллическая, гиалопилитовая с переходом к пилотакситовой. Она сложена светло-буроватым вулканическим стеклом с многочисленными микролитами плагиоклаза и изометричными, игольчатыми или скелетными кристаллами магнетита. Реже отмечается флюидальная текстура с чередованием прозрачных светло-бурых полос пилотакситовой структуры и непрозрачных темноокрашенных полос. В некоторых образцах по стенкам мелких пор и в интерстициях отмечаются выделения водяно-прозрачного тридимита в характерных тонковолокнистых агрегатах; сравнительно крупные их индивиды имеют прямое погасание и отрицательное удлинение.

Светлоокрашенные лавы относятся к трахидацитам и трахитам (Q в норме 13,2-16,4об.%) с характерными призматически-зернистыми гломеросростками плагиоклаза, орто- и клинопироксена, магнетита. В этих ла-

вах суммарное содержание фенокристаллов сокращается (Pl = 11-18 об.%) и уменьшается роль пироксенов (Orx-5-6 об.%, Cpx-2-3 об.%, Mt-до 1 об.%). Но главное отличие пород данной группы состоит в структуре основной массы, которая имеет флюидальный, иногда такситовый облик и состоит из различных по цвету прерывистых стекловатых полос и струй течения: прозрачных, светло-буроватых с гиалопилитовой, пилотакситовой структурой и полупрозрачных, интенсивно замещенных гидрооксидами железа. В прозрачных участках нередко отмечаются кроме того округлые каплевидные обособления (до 1-1,5 мм.) бесцветного идиоморфного стекла в гиалопилитовой массе, позволяющие предполагать ликвационную природу базиса светлых лав. Наблюдаются также явления его раскристаллизации с образованием: 1) радиально-лучистых сферолитов или гексагональных пластинок тридимита и 2) криптофельзитового кварц-полевошпатового агрегата, распределенного отдельными пятнами, в которых обнаруживается переход к микропойкилитовому агрегату. Данной группе лав свойственна также вторичная карбонатизация, проявленная тонкими пленками на стенках пор и жилками криптокристаллического кальцита вдоль полос флюидальности.

Лавы вулкана Иринд отличаются высоким индексом порфировости, устойчивой плагиоклаз - двупироксеновой ассоциацией фенокристаллов, наличием характерных гломеропорфировых срастаний офитовой структуры с участием Pl – 56 об.%, Cpx – Orx – 43 об.%, Mt – до 1 об.%. Эти особенности могут указывать на предшествующую излияниям потоков многоэтапную внутрикамерную кристаллизацию и высокую роль кристаллизационной дифференциации в процессе формирования трахидацит-трахитовых лав. Микроструктурные соотношения и пропорции минералов в сростках выявляют, что самой ранней фазой является ортопироксен (и ортопироксен-магнетитовые сростки), за которой следует совместная кристаллизация плагиоклаза и обоих пироксенов, близкая к экспериментальной котектике Pl-Di.

Заметные различия между черными и светлыми лавами устанавливаются в количественном содержании фенокристаллов с максимумом в черных разностях и в облике их стекловатого базиса: в черных он имеет микрокристаллическую структуру, в светлых – неоднородную, флюидальную, местами ликвационную. Следует предполагать, большую степень насыщенности светлых лав газовой-флюидной фазой, способствующей расслоению, расщеплению стекловатого остатка и проявлению более поздних вторичных процессов. Черные лавы скорее отвечают дегазированной, высокотемпературной фракции расплава, испытавшей быстрое охлаждение при излиянии.

Состав, резорбированность и неравновесные соотношения кристаллических фаз и их сростков с основной массой в лавах вулкана Иринд могут служить аргументом в пользу того, что они унаследованы от более ранних, более основных андезитово-базальтовых магматических очагов, т.е. являются остаточными, реликтовыми от "кристаллической каши" фазами.

Минералогия. Вулканическое стекло. Мы располагаем одним анализом вулканического стекла, который характеризуется лейкократовым составом, содержанием полевошпатовых компонентов в пределах ($\text{Or}_{31,7} \text{Ab}_{41,9} \text{An}_{14}$), Q-16.4%, высоким Si/Al отношением (4.7) и низким коэффициентом $\text{Mg\#}=19.4$. *Ортопироксен* в фенокристаллах изученных пород отличается довольно устойчивым однообразным составом и в изоморфном ряду энстатит-ферросилит относится к гиперстену $\text{En}_{71,4-72,0} \text{Fs}_{26,2-25,6} \text{Wo}_{2,8-3,0}$. Зональность в кристаллах проявлена слабо, имеет прямой характер и выражена слабым увеличением $\text{Mg\#}$ от 0.73 до 0.74 (обр.21) и 0.74-0.75 (обр.18). Отмечается повышение содержание Mn (0.033-0.028 ф.ед), пониженная титанистость, низкая степень окисленности (0.0-0.026 Fe^{+3} ф.ед). *Клинопироксен* также обнаруживает узкие пределы вариаций состава и принадлежность к магнезиальному авгиту ($\text{Wo}_{43,7-42,0} \text{En}_{44,0-43,8} \text{Fs}_{12,7-14,0}$). Изученные составы характеризуются высокой степенью насыщенности Si^{+4} петрогенетической позиции и заметными вариациями чермакитового компонента: убыванием Al^{IV} , Al^{VI} в направлении от центра кристаллов к краевой кайме. В том же направлении возрастают содержания Ca (0.831-0.837 ф.ед.) и Na (0.035-0.044 ф.ед.); состав микрофенокристаллов второй генерации является промежуточным между крайними составами центральной зоны и периферии. Зональность выражена кроме того слабым возрастанием $\text{Mg\#}$ (0.81-0.82, обр.21) от центра к краю или не фиксируется (обр.18). Одновременно содержания Mg в позиции M1 и отношения MgM1/MgM2 заметно возрастают как в направлении от центров кристаллов к краевой кайме (от 0.740-0.733 до 0.744-0.738), так и от крупных фенокристаллов к микрофенокристаллам второй генерации (от 0.740- до 0.748), что объясняется T^0 фактором (Nimis, Ulmer, 1998). Обобщая подчеркнем, что изоморфные замещения в изученных клинопироксенах соответствуют четырех валентному авгитовому тренду [Si , Fe^{2+} , Ca, Na $\leftrightarrow$ Al^{IV} , Al^{VI} , Mg] и изовалентному замещению [Fe , Ca $\leftrightarrow$ Mg], которое контролируется T^0 фактором. Коэффициент распределения Mg между разными генерациями сосуществующих фенокристаллов орто- и клинопироксена [$K_{\text{Orx-Crx}}^{\text{DMg}}$] по (Nimis, Ulmer, 1998); в изученных составах его величина варьирует в пределах 0.64-0.75, подчеркивая относительно более низкую магнезиальность клинопироксенов, что указывает на высокотемпературный характер соответствующей обменной реакции (Перчук и др., 1976), характерной для магматических условий кристаллизации. Их совместная кристаллизация по геотермометру (Lindsley et al., 1983) отвечает интервалу 900-920 $^{\circ}\text{C}$. При этом, по геотермометру Cpx-Glass (Putirka, 2008) температура расплава достигает 970 $^{\circ}\text{C}$. *Плагиоклаз* представлен ограниченным количеством определений (обр. 18), состав его в центральной зоне, краевой кайме и микрофенокристаллах варьирует в узких пределах ($\text{Or}_{7,0-8,0} \text{Ab}_{62,2-66,1} \text{An}_{30,9-25,8}$), обнаруживая прямую зональность с уменьшением $\text{An}_{30,9-25,8}$ компонента и возрастанием $\text{Or}_{6,9-8,6}$ и Si/Al (2,1-2,2) отношения. Составы фенокристаллов Pl варьируют от битовнита ($\text{Ab}_{19-28} \text{An}_{71-81} \text{Or}_{0-1}$) до лабрадора ($\text{Ab}_{30-43} \text{An}_{55-69}$

Og₀₋₂). По геотермометру Pl-Glass (Putirka, 2004, 2008) температура расплава находится в диапазоне 925-930 °C.

Обсуждение результатов

Приведенные данные по геохимии, петрографии и составу породообразующих минералов иридинских трахит-трахидацитов свидетельствуют о привносе флюидного компонента в промежуточный магматический очаг, содержащий дифференцированный кислый расплав трахидацитового состава и остаточные фазы, содержащие орто- и клинопироксены. Привнос флюидов явился триггером возникновения эксплозивного извержения. Образование сильно эксплозивных извержений обычно связано с расплавами, насыщенными летучими компонентами (обычно H₂O, CO₂), которые растворены в магме в количестве нескольких %. Однако по ходу движения вверх по каналу и при падении давления растворимость летучих компонентов падает, и они высвобождаются в виде газовой фазы (пузырьков), многократно увеличиваясь в объеме по сравнению с растворенным их состоянием при больших давлениях. При этом по ходу движения магмы вверх по каналу количество и объем пузырьков растут в геометрической прогрессии и такой процесс приводит к фрагментации расплава и образованию смеси силикатного расплава и газов в виде «спрея» (Parfitt et al., 2008). Помимо высвобождения летучих в виде пузырьков, к их быстрому и неконтролируемому росту приводит также диффузия растворенного газа из расплава в уже появившиеся пузырьки (Hurwitz, Navon, 1994). Очевидно, что такой процесс сильно влияет на динамику и увеличивает скорость (ускоряет) движения магмы в канале, в десятки раз понижая ее плотность. В итоге, на выходе расплава из канала в атмосферу, подобный «спрей» может иметь скорость от нескольких десятков до сотен метров в секунду. При выходе подобного “спрея” из канала происходит вовлечение атмосферного газа в процесс (entrainment), что приводит к образованию турбулентности и еще большему увеличению скорости потока и объясняет образование эруптивных колонн плинианских извержений, достигающих высоты в десятки км. При остывании извергающегося расплава в атмосфере образуется сильно пористая пемза (тефра), которая может оседать на больших расстояниях от вулкана. В дальнейшем, обычно вследствие расширения канала (vent widening) высота эруптивной колонны уменьшается, при этом обычно уменьшается турбулентность и скорость выхода расплава из канала и увеличивается размер падающих кусков пемзы. Дальнейшее расширение канала может привести к обрушению эруптивной колонны и образованию пирокластических потоков в том числе и игнимбрито-образующих (Parfitt et al., 2008).

В свете изложенных выше принципов формирования сильно эксплозивных извержений и детального изучения полноценного разреза отложений пемзы (рис. 2), картина ИЭИ представляется следующим образом. Нижняя часть разреза, мощностью около 5,8 м., представлена белы-

ми пемзами и литокластами размером до 7мм., и плавным увеличением размеров пемзы снизу вверх (рис. 2). Данная стадия извержения характеризует максимальную высоту эруптивной колонны и скорости выбросов, а также выпадение полностью остывшей в воздухе пемзы с большой высоты. Вверх по разрезу отмечается плавный переход в слой слегка желтовато-кремовой пемзы с увеличением максимального размера кусков пемзы до 15см. В дальнейшем, указанная тенденция сохраняется и происходит изменение цвета пемзы от светло до темно желто-кремового с одновременным увеличением размеров кусков до 25см. Цвет пемзы обусловлен увеличением степени окисления в связи с более высокой температурой кусков пемзы, падающих с меньшей высоты из более нижних, насыщенных кислородом, слоев атмосферы.

Очевидно, что подобное изменение гранулометрического состава и цвета связано с постепенным уменьшением высоты эруптивной колонны (скорости на выходе), по всей видимости, вследствие расширения жерла (*vent widening*), что типично для плинианских извержений, обычно приводящих к разрушению и расширению жерла или образованию кальдер. Этот вывод может базироваться на допущении, что если объемная скорость поступления материала при эксплозивном извержении не меняется, то расширение эруптивного канала должно привести к уменьшению высоты эруптивной колонны, как следствие фундаментальных законов физики. А уменьшение высоты эруптивной колонны, в свою очередь уменьшает степень фрагментированности пемзы (увеличивает размер обломков) и увеличивает температуру тефры на момент формирования пирокластических отложений. Подтверждением именно подобной модели является обилие литокластов в пирокластических отложениях ИЭИ.

Дальнейшее эксплозивное извержение приводит к полному обрушению эруптивной колонны (*eruption column collapse*) и образованию пирокластического потока (по типу *pyroclastic fountaining* по Branney & Kokelaar, 2002) и формированию далее вверх по разрезу уже спекшихся пемзовых лапиллевых туфов (игнимбритоподобных), состоящих из пемзы и литокластов. В спекании пемзовых лапиллевых туфов сыграло роль также статическое давление перекрывших их витрофиров. Ириндские пемзовые туфы сменяются стекловатыми раскалёнными массами черных и красных витрофиров местами имеющих вид брекчиевидных плотных стекловатых игнимбритов, содержащих редкие литокласты. В верхней части разреза указанные «витрофиры» неотличимы по текстуре и структуре от лав и, по всей видимости представляют собой результат застывания фонтанирующей лавы (*fountain-fed lava* по Stevenson et al., 1993). Подобные потоки могут формироваться на заключительных стадиях извержения пирокластических потоков кислого щелочного состава, когда пирокластический поток вследствие высокой температуры демонстрирует свойства когерентного потока низкой вязкости и имеет облик лавы, как было показано для пантеллеритов острова Мэр в Новой Зеландии (Stevenson et al., 1993). Указанные пирокластические «витрофиры» накрыли отложения тефры и

лапиллевых туфов ИЭИ своеобразным “расплавленным витрофировым панцирем” мощностью от 1 до 17м. Пирокластическая (не лавовая) природа указанных «витрофиров» подтверждается наличием в них литокластов, в том числе достаточно крупных (до 4-5 см).

Заслуживают также упоминания объемные протяженные потоки вулкана Иринд и особенности их формирования, (возможно сформировавшиеся в результате извержений вулканского типа), с учетом того, что обычно дацитовые лавы вследствие их высокой вязкости не образуют протяженных лавовых потоков.

Как было показано выше по геотермометрам плагиоклаз-стекло и клинопироксен-стекло (Putirka, 2008) температура магмы, извергавшейся из вулкана Иринд находится в пределах 925-970°C; такие значения для арагацких лав отмечались ранее (Гукасян, 1985), что является достаточной высокой температурой для расплавов дацитового состава. Поскольку кислые лавы риолитового и дацитового состава, в отличие от базальтовых отличаются повышенной вязкостью, обычно подобные лавы не образуют протяженных потоков, формируя купола, некки, экструзивные тела, или так называемые *coulées*, или купольные потоки (*dome flow*) - куполообразные потоки большой мощности. В то же время в пределах Арагацкой вулканической области имеются протяженные лавовые потоки трахидацитового состава достигающие 25км в длину (Цахкасарский поток), 18км (Ириндский или Ашнакский поток) и Арагацкий риолитовый поток вулкана Артени (7км.).

Вязкость кислых магм является сложной функцией зависящей от температуры, содержания воды, кремнезема, щелочей и объемной доли фенокристов. Увеличение содержания SiO_2 увеличивает вязкость, увеличение Na_2O , K_2O понижает вязкость, а увеличение содержания воды также приводит к деполимеризации алюмосиликатных расплавов и значительному уменьшению их вязкости (Giordano et al., 2008). Длина и объем лавовых потоков в свою очередь связаны со скоростью объемного излияния (*volumetric effusion rate*) и продолжительностью извержения. В настоящем разделе мы оценили степень вязкости расплава основываясь на модели оценки вязкости силикатных расплавов (Giordano et al., 2008), которая учитывает температуру, содержание воды в расплаве и химический состав. По расчетной модели (Giordano et al., 2008) вязкость расплава ириндского потока составляет 4,5-4,9 $\log \eta$ Pa·s, для диапазона температур 920-970°C, что ниже вязкости обычных дацитовых лав (обычно >5 $\log \eta$ Pa·s), находясь в верхнем диапазоне показателей вязкости андезитовых лав (к примеру Sato et al., 2013), образующих более протяженные потоки в сравнении с дацитовыми. В модели мы приняли содержание воды как $\text{H}_2\text{O}^+ + \text{LOI}$ (п.п.п)=1.63%, при этом в химическом анализе из LOI были вычтены отдельно определяемые CO_2 и H_2O^+ потому что LOI обычно включает в основном H_2O^- . При этом, незначительное до 2%, увеличение содержания воды в лаве при температуре 970 °C понижает вязкость до 4,2-4.5 $\log \eta$ Pa·s. С учетом того, что по ходу остывания лавовых потоков

происходит также их дегазация, вполне возможно, что содержание воды в лаве при ее извержении было больше измеренного значения, что могло привести к еще меньшему значению вязкости и, соответственно еще большей текучести трахит-трахидацитовых лав.

По различным эмпирическим, экспериментальным и измеренным данным, нами сделана попытка также оценить скорость объемного излияния лав. По результатам наблюдений за различными активными вулканами (Walker, 1973) установил эмпирическую зависимость длины потока от скорости объемного излияния лав, близкую к линейной $Q = 0.52L - 0.1497$, где L – десятичный логарифм длины потока в метрах, Q – десятичный логарифм величины объемного излияния в $\text{м}^3/\text{с}$. При длине ириндского потока в 18 км., величина объемного излияния лав по зависимости установленной (Walker, 1973) должна находиться в пределах не менее $115 \text{ м}^3/\text{сек}$. Существует также т.н. формула (Jefferey, 1925), представляющая связь вязкости и скорости потока в канале, адаптированная для оценки физических свойств лавовых потоков (Hiesinger et al., 2009). Однако наши исследования показали, что подобная модель пригодна только для базальтовых потоков и не применима для дацитовых лав. С учетом полученной выше приблизительной оценки величины объемного излияния лав, составляющей $115 \text{ м}^3/\text{с}$, длительность извержения, сформировавшего ириндский (ашнакский) поток объемом $2.9\text{--}3.6 \text{ км}^3$, составляет 290–360 дней, то есть около года. Для сравнения приведем данные по считающемуся самым объемным дацитовым потоком в мире – потоком Чао в Чили, представляющим собой так называемый “куле” или “купольный поток” (coulee or dome flow) (Silva et al., 1994). Длина указанного потока достигает 14 км., мощность до 500 м., а объем 25 км^3 . Механизм образования куле предполагает образование купола вязкой магмы, который выдавливается из центрального канала следующей порцией магмы и перемещается вниз по склону. В связи с высокой мощностью подобных куполов их остывание может длиться годы и, при большом и постоянном объеме извергающихся дацитовых лав, именно такие извержения и купола образуют подобные объемные и протяженные купольные потоки большой мощности. При этом, длительность извержения потока Чао оценивается в 100–150 лет при объемной скорости излияния $25 \text{ м}^3/\text{с}$ (Silva et al., 1994).

При детальном рассмотрении морфологии лавовых потоков вулкана Иринд обнаруживаются некоторые элементы потоков куле во фронтальной части потока, однако ириндский поток не является типичным “куле” и имеет значительно меньшую мощность. Очевидно, что вопросы образования протяженных дацитовых и риолитовых потоков в Армении требует отдельных исследований и построения новых моделей. Один из авторов (Ю.Гукасян) считает недостаточно обоснованным вывод о генетической связи формирования Ашнакского плато с активностью вулкана Иринд и считает, что указанное плато образовалось в результате извержений из трещин.

В процессе заключительной фазы эффузивного извержения вулкана Иринд в его жерле формируется купол – некк (типа иглы Mount Pelée).

Выводы

Привнос флюидов обогащенных K, Rb, Ba в промежуточную магматическую камеру вулкана Иринд явился триггером возникновения эксплозивного извержения.

Сильно эксплозивное извержение начальных фаз активности вулкана Иринд, исходя из характера извержения, его объема и образованных пирокластических отложений, может быть отнесено к плинианскому типу с VEI=4. Данное эксплозивное извержение имеет характер однократного постоянного извержения (sustained explosive eruption) и привело к образованию пемзовой толщи с четко выраженным увеличением гранулометрического состава тефры снизу - вверх.

На конечных этапах эксплозивной активности вулкана Иринд происходит обрушение эруптивной колонны, образование пирокластического потока и пемзовых лапиллевых туфов по типу (pyroclastic fountaining, по Branney & Kokelaar, 2002). В дальнейшем, вследствие застывания фонтанирующей лавы (fountain-fed lava по Stevenson et al., 1993), образуется «витрофировый панцырь», являющийся пирокластическим потоком, обладающим высокой температурой, формирующимся на заключительной стадии эксплозивного извержения щелочных лав и имеющим свойства когерентного лавового потока низкой вязкости (Stevenson et al., 1993). Пирокластическая толща, образованная в результате извержения вулкана Иринд, где хорошо сохранились и четко проявлены различные стадии плинианского извержения, может считаться моделью перехода плинианского извержения в игнимбритовое, вследствие обрушения эруптивной колонны.

Эффузивная деятельность вулкана Иринд привела к формированию большого Ашнакского плато (Ириндский поток), сложенного лавовыми потоками трахидацит-трахитового состава, имеющего объем порядка 2.9-3.6 км³, который мог быть сформирован вследствие большой скорости объемного излияния и относительно низкой - $4,5-4,9 \log \eta \text{ Pa}\cdot\text{s}$ вязкости лавы, близкой к вязкости андезитовых расплавов, что связано со специфическим составом магмы и ее температурой. При этом, большой Ашнакский лавовый поток имеет ряд текстурных черт потоков типа куле (купольных потоков), однако не является таковым, и требует проведения специальных исследований для выявления особенностей формирования протяженных потоков кислого состава.

Исследование выполнено при финансовой поддержке ГКН МОН РА в рамках научного проекта № SCS13-1E177.

Литература

- Амарян В.М.** Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореф. канд. дисс., Ереван, Изд. АН АрмССР, 1964, 24 с.
- Гуксян Ю.Г.** Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1985, 25 с.
- Гуксян Ю.Г.** Минералого-геохимические особенности новейших вулканитов Арагацкого вулканического массива. Фонды ИГН АН АрмССР. Ереван, 1983, 355с.
- Гуксян Ю.Г., Карапетян К.И., Карапетян С.Г., Нагапетян А.Б., Харазян Э.Х., Ширинян К.Г.** Каталог верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР. Фонды ИГН АН АрмССР., Ереван, 1978, т.1, 263 с.
- Джрбашян Р.Т. Гуксян Ю.Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х., Геворгян Р.П.** Типы вулканических извержений и формы проявления поздне-коллизийного наземного вулканизма Армении. НАН РА, Науки о Земле, 2012, № 3, с. 3-20.
- Лебедев П.И.** Вулкан Алагяз и его лавы. Алагяз потухший вулкан Армянского нагорья. т.1, Тр. СОПС, серия Закавказская, вып. 3, Ленинград, 1931, 379 с.
- Меликсетян Х.Б.** Геохимия вулканических серий Арагацкой области. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2012, N 3, с. 34-59.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 286 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гуксян Ю.Г.,** Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования. // ДАН. Т. 384. № 1. 2002., с. 95–102.
- Ширинян К.Г.** Вулкан Иринд и его продукты. Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971, с. 64-78.
- Ширинян К.Г.** Материалы по четвертичному вулканизму в Армянской ССР (вулканы мал. Богутлу, Мусху и Берглу). Фонды ИГН АН АрмССР, Ереван, 1954, 155 с.
- Branney M. J., Kokelaar P.** Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. The Geological Society, London, № 27, 2002, p. 143.
- Connor C., Connor L., Halama R., Meliksetian Kh., Savov I.** Volcanic Hazard Assessment of the Armenia Nuclear Power Plant Site. Final Report, 2011, p. 278.
- Crummy J.M., Savov I.P., Navarro-Ochoa C., Morgan D.J. and Wilson M.** High-K Mafic Plinian Eruptions of Volcán de Colima, Mexico. Journal of Petrology, Volume 55, Issue 11, 2014, p. 2155-2192.
- de Silva S.L., Selfe S., Francis P.W., Drake R.E. and Ramirez C.** Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. B9, 1994, p. 17 805-17 825.
- Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B.** Viscosity of magmatic liquids: A model. Earth and Planetary Science Letters, vol. 271, Issue 1-4, 2008, p. 123–134.
- Hiesinger H., Pasckert J.H., Reiss D.** Rheology of Lava Flows on Elysium Mons, Mars. Abstract/poster contributed to the 40th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, 2009, p. 1983.
- Hurwitz S. and O. Navon.** Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature, and water content. Earth and Planetary Science Letters 122, 1994, p. 267-280.
- Jeffreys H.** Flow of water in an inclined channel of rectangular section. Phil Mag J Sci 49, 1925, p. 793–807.
- Le Bas M.J. and Streckeisen A.** The IUGS systematics of igneous rocks. Journal of the Geological Society, v. 148, 1991, p. 825-833.
- Lindsley D. and Andersen D.J.** A two pyroxene thermometer. Proceedings of the Thirteenth Lunar and planetary Science Conference, Part 2, Journal of Geophysical Research, 88, Supplement, 1983, p. 887-906.
- Newhall C., Self S.** "The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism". Journal of Geophysical Research, vol. 87, number C2, 1982, p. 1231–1238.
- Nimis P. and Ulmer P.** Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous basic and ultrabasic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133, 1998, p. 122-135.

- Parfitt L., Wilson L.**, Fundamentals of physical volcanology. Malden, Mass.: Blackwell, 2008, 252p.
- Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 1976, p. 63–81.
- Putirka K.** Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria; tests of some existing models and new calibrations. American Mineralogist 98, 2005, p. 336–346.
- Putirka K.** Thermometers and barometers for volcanic systems. In K. Putirka and F. Tepley (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Number 69 in Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2008, p. 61–120.
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmennano A., Grieco G.** Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Fields, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 1999, p. 179–198.
- Sato H., Suzuki-Kamata K., Sato E., Sano K., Wada K. and Imura R.** Viscosity of andesitic lava and its implications for possible drain-back processes in the 2011 eruption of the Shinmoedake volcano, Japan. Earth Planets Space, vol. 65, 2013, p. 623–631.
- Sigurdsson H., Houghton B., Rymer H., Stix J., McNutt S., ed.** Encyclopedia of Volcanoes. San Diego: Academic Press, 1999, 1417 p.
- Stevenson R., Briggs R. and Hodder A.** Emplacement history of a low-viscosity, fountain-fed pantelleritic lava flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 57, 1993, p. 39–56.
- Walker G.** Lengths of Lava Flows, R. Soc. London Philos. Trans., A274, 1973, p. 107–118.

ԻՐԻՆՂ ՀՐԱԲՈՒ ՊԼԻՆԻՅԱՆ ԺԱՅԹՔՈՒՄԸ (ԱՐԱԳԱԾԻ ՀՐԱԲՈՒՄՅԻՆ ՄԱՐԶ, ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

**Ռ.Տ. Զրբաշյան, Խ.Մ. Մելիքսեթյան, Յու.Գ. Ղուկասյան, Հ.Պ. Գևորգյան,
Ի. Սավով, Ս.Հ. Կարապետյան, Գ.Խ. Նավասարդյան,
Դ.Ա. Մանուչարյան**

Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկվել են Արագածի հրաբխային զանգվածի հա-
րավ-արևմտյան հասվածում գտնվող Իրինղ հրաբուխի օրինակով
ժայթքման սյունիփղուզման արդյունքում ուժեղ էքսպլոզիվ պլինիյան
ժայթքման և պենդա-լապիլային տուֆերի ու վիտրոֆիրների ձևավոր-
ման որոշ առանձնահատկություններ: Այս հրաբուխի հետ է կապված
նաև մինչև 18 կմ ձգվածություն ունեցող տրախիտ-տրախիդացիտային
կազմի մեծ ծավալի լավաների ժայթքումը, ինչը սովորաբար տիպիկ չէ
դացիտային կազմի մածուցիկ լավաների համար: Իրինղի տրախիտ-
տրախիդացիտային լավաներն ունեն անդեզիտային կազմին մոտ
մածուցիկություն, որը կապված է բարձր ջերմաստիճանի և հալոցքի
քիմիական կազմի հետ: Ստացված պետրո-երկրաքիմիական ուսում-
նասիրությունները ցույց են տվել, որ Իրինղ հրաբուխի ժայթքման
պրոցեսում գործող մագմայական հալոցքները տարբերվում են Արա-
գածի լավաներից, հիմնականում ավելի ալկալային, բարձր կալիու-
մային կազմով, Rb, Ba, La, Ce, Th, U հարստացմամբ, ինչպես նաև գեր-
հագեցած ջրազազային ֆազայով (H_2O , CO_2): Ապարներում K, Rb, Ba
հարստացումը կապված է այդ էլեմենտները ֆլուիդներով Իրինղ հրա-
բուխի մագմայական օջախներ բերման հետ և այդ պրոցեսը հան-

դիսացել է որպես ձգանի (տրիգեր) էքսպլոզիվ պլինիայան ժայթքման առաջացման համար:

THE PLINIAN ERUPTION OF IRIND VOLCANO (ARAGATS VOLCANIC REGION, ARMENIA)

**R.T. Jrbashyan, Kh.B. Meliksetian, Y.G. Ghukasyan, H.P. Gevorgyan,
I. Savov, S.H. Karapetyan, G. Kh. Navasardyan, D.A. Manucharyan**

Summary

This paper discusses some specific aspects of violent explosive plinian eruptions and formation of pumice lapilli tuffs and vitrophyres as result of collapse of eruption column using example of Irind volcano located on south-western foothills of Aragats volcanic complex. Voluminous lava flows of trachyte-trachydacite composition are also related to Irind volcano. Those flows are extended about 18 km from the vent, which is unusual for viscous dacitic lavas. Based on viscosity estimation of the melt it is demonstrated that trachyte-trachydacite lavas of Irind exhibit relatively low viscosity close to andesitic compositions. This feature is related to high temperature and specific chemical composition of the melt.

Petrological and geochemical studies show that magmas of Irind volcano are distinct from trachydacites of Aragats, particularly by more alkaline, high potassium compositions enriched also in Rb, Ba, La, Ce, Th, U and others elements and enrichment of fluid components (H_2O , CO_2 , etc.). It is demonstrated that high content of K, Rb, Ba in magmas of Irind is related to fluid enrichment in magmatic chamber of the volcano that triggered violent explosive plinian eruption.