

Вулканизм
и формирование
минеральных
месторождений
в Альпийской
геосинклинальной
зоне
(Карпаты, Крым, Кавказ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
ЛЬВОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. ИВ. ФРАНКО

ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ
МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В АЛЬПИЙСКОЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЕ
(Карпаты, Крым, Кавказ)

Ответственный редактор *К. Н. Рудич*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973



933

В предлагаемой книге помещены материалы III Всесоюзного вулканологического совещания. Приведены всесторонние сведения о молодом вулканизме зон альпийского орогенеза, о связи рудопроявлений и нерудных полезных ископаемых с вулканизмом. Освещаются некоторые геофизические аспекты молодого вулканизма.

Книга рассчитана на геологов-вулканологов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Третье Всесоюзное вулканологическое совещание, материалы которого изложены в настоящей книге, состоялось во Львове в конце мая 1969 г.

Первый том материалов этого совещания вышел из печати в 1971 г. В нем помещены данные, касающиеся современных вулканов Камчатки и Курильских островов, отчасти Дальнего Востока и внутриконтинентальных областей. Разбирается также связь вулканизма с глубинами Земли, геофизические, петрологические и геохимические аспекты и современные гидротермальные системы.

Второй том посвящен вулканизму и связанным с ним полезным ископаемым Альпийской геосинклинальной зоны (Карпаты, Крым, Кавказ). Здесь затронуты некоторые общие вопросы развития молодого вулканизма в Альпийской геосинклинальной зоне, петрологические и генетические типы эффузивов.

Приведены данные о связи неогенового вулканизма и оруденения Закарпатья с глубинным строением земной коры. Указывается, что в тесной связи с вулканизмом этого времени находятся золото-полиметаллическое, ртутное и другие оруденения. Разбираются неметаллические полезные ископаемые и стройматериалы Советских Карпат, связанные с вулканизмом. Рассматриваются смешанные вулканы липаритовой и андезитовой формаций. Приведены данные о физических параметрах вулканических образований, геотермальных аномалиях Закарпатья и т. д.

По Крыму помещены некоторые сведения о грязевых вулканах Керченского полуострова, являющихся отзвуком молодого (неогенового) вулканизма. Отмечается также, что молодой вулканизм Крыма играет активную роль в формировании некоторых полезных ископаемых Керченского полуострова.

Широко освещен вулканизм Кавказа и особенно Закавказья (Армения); разбираются общие вопросы вулканизма, некоторые особенности формирования вулканических месторождений, магматические формации. Значительное внимание уделяется кислым вулканическим образованиям, связанным с позднеорогенной стадией развития складчатой зоны, — обсидианам, пемзам,

стеклам типа перлитов и другим, имеющим широкое применение в практике, а также андезито-дацитово́й формации и ассоциирующимся с ней субвулканическим телам. Показано значение более древнего—юрского—вулканизма и его роль в металлогении Армении.

Не вызывает сомнения, что изложенные материалы, в основу которых положены оригинальные исследования авторов, окажутся весьма полезными при дальнейшем изучении вулканизма, широко развитого во многих областях нашей страны.

К. Н. Рудич

О СИНХРОННОМ РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЗМА В КАРПАТСКО-КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ПРОВИНЦИИ И НА ЮГЕ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА СССР

В. О. СОЛОВЬЕВ

(Харьковский университет)

В последнее время в геологической литературе все шире освещаются материалы об одновременной активизации магматизма в различных регионах, в том числе достаточно удаленных друг от друга. Представления эти базируются, главным образом, на данных абсолютной геохронологии, успехи которой позволили советским геологам уже к XXII сессии Международного геологического конгресса собрать геологический материал для достаточно обоснованной межрегиональной корреляции интрузивного магматизма (Рубинштейн, 1967; Малхасян, 1968; и др.).

Интересно проанализировать развитие вулканизма в различных регионах, так как вулканогенные образования на детально изученных площадях могут быть датированы наиболее точно по сравнению с другими изверженными породами. Поэтому межрегиональную корреляцию вулканизма можно считать более обоснованной. Для сравнения рассмотрим развитие средне-позднепалеозойской и мезокайнозойской вулканической деятельности в пределах Карпатско-Крымско-Кавказской провинции и прилежащих регионов, с одной стороны, и юга Дальнего Востока (Сихотэ-Алинь, восточная часть Монголо-Охотской области, Юго-Западное Приморье, Среднее и Верхнее Приамурье) с сопредельными территориями, с другой.

Разновозрастные и различного состава вулканогенные образования широко развиты как в пределах Карпатско-Крымско-Кавказской провинции, так и на юге Дальнего Востока СССР, что позволяет говорить о важной роли вулканизма в тектоно-палеогеографической истории этих регионов и формировании их минерагении.

Большое разнообразие вулкаников затрудняет корреляцию их даже в пределах различных областей этих двух сравниваемых территорий. Тем более затруднительна сравнительная характеристика таких весьма удаленных и крупных площадей, принадлежащих к тому же двум различным складчатым (подвижным) поясам: Средиземноморскому и Тихоокеанскому.

Представления о несоответствии тектонического развития Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, которые составляют сущность теории диссимметрии Земли, впервые были сфор-

мулированы Н. С. Шатским и впоследствии развиты А. Л. Яншиным (1965) и другими исследователями. Эти авторы предполагают также резкое различие магматизма этих поясов. И действительно, широкое распространение на востоке Азии гигантских вулканических поясов, неравномерное распространение многих разновозрастных вулканогенных образований, особая минералогия и тектоническая позиция этих площадей и т. п. подчеркивают своеобразие отмеченных тектоно-магматических поясов и как бы исключают возможность их сравнения. Однако несмотря на существенные различия, в развитии этих регионов устанавливается, как будет показано ниже, существенное сходство, которое заключается в одновременной активизации вулканизма. Интенсивная вулканическая деятельность в пределах рассматриваемых территорий имела место во второй половине девона, в середине перми, в течение юрского периода, поздне-меловой эпохи и в позднем неогене и чередовалась с эпохами и периодами затухания или почти полного его прекращения.

По-видимому, наиболее активное развитие вулканизма в пределах рассматриваемых площадей Средиземноморского пояса имело место во второй половине девонского периода, захватив местами начало раннего карбона. Вулканогенные образования этого возраста известны во всех областях рассматриваемой территории: на Северном Кавказе (карачевская серия), в пределах Малого Кавказа (Зангезур), и вероятно, в Западных Карпатах (диабазы раковецкой серии). Наконец, вулканогенные образования позднедевонского возраста были известны или выявлены в последнее время в самых различных районах Русской платформы: на северо-западе Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, на восточном склоне Воронежского массива (Карпов, Чугунов, 1965), в пределах Московской синеклизы (Ильина и др., 1967). Одновозрастность позднедевонских вулканитов Северного Кавказа и Русской платформы в свое время весьма убедительно обосновывалась Г. Д. Афанасьевым и др. (1965).

Вулканогенные образования девонского возраста (главным образом средний-верхний девон) широко развиты и на юге Дальнего Востока СССР. Наиболее мощный вулканизм в это время проявился в восточной части Монголо-Охотской области и в несколько меньших масштабах в Сихотэ-Алине (маянговская свита). В последнее время разновозрастные вулканиты установлены в различных районах Среднего Приамурья и Юго-Западного Приморья; они хорошо известны также в прилегающих регионах — Японии (серии Оно, Накадзамо, Тобигамории), на Северо-Востоке СССР, в различных районах Сибирской платформы и, наконец, в Забайкалье, Алтае-Саянской области и Казахстане, где девонский вулканизм был наиболее мощным в палеозое.

В течение каменноугольного периода в обоих сравниваемых регионах вулканизм почти полностью прекратился. Новая ак-

тивизация вулканической деятельности начинается со второй половины перми. Вулканогенные образования этого возраста известны в разрезах Северного Кавказа (кизырчадская свита Передового хребта). Спилиты присутствуют в пермских отложениях Западной Анатолии и Турции. Вулканизм этого же возраста фиксируется и в различных районах Западных и Восточных Карпат. Данные абсолютного возраста позволяют предполагать туфо-эффузивные образования пермского возраста в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. Наконец, интенсивный пермский вулканизм характерен для герцинид Западной Европы (туфо-эффузивы в составе красного лежня).

Весьма активным, по-видимому, наиболее интенсивным в течение палеозойской эры был пермский вулканизм в Сихотэ-Алине и на прилегающих площадях (Юго-Западное Приморье, Среднее Приамурье, Северо-Восточный Китай, Северо-Восточная Корея, Япония, Сахалин и др.). На большинстве этих площадей вулканогенные образования датированы достаточно обоснованно (вторая половина ранней перми и первая половина поздней). Следует подчеркнуть, что разновозрастная активизация пермского вулканизма известна и во многих других областях Евразии: в Юго-Восточном Китае (базальты Эмэйшань), в Забайкалье, на Северо-Востоке СССР, в Средней Азии (тулейканская свита), Казахстане и т. д.

Вторая половина позднепермской эпохи и триасовый период сравниваемых регионов могут быть охарактеризованы как амагматичные. Проявление вулканизма в позднем триасе известно лишь в Горном Крыму и предполагается в Карпатах. Сравнительно слабая позднетриасовая вулканическая деятельность известна также на отдельных участках Сихотэ-Алиня (джаурская свита, нижнететюхинская подсвита) и местами на прилегающих площадях (хр. Хехцир, Наданьхада-Бикинский и Бурей-Амгунский прогибы, Северная Корея). По-видимому, этот позднетриасовый вулканизм является началом более интенсивного вулканизма юрского периода.

Юрский вулканизм Карпатско-Крымско-Кавказской провинции был наиболее интенсивным в мезозое: различные по составу и возрасту юрские вулканогенные образования известны и детально изучены в самых различных ее районах, а также на прилегающих площадях (северо-западные окраины Донбасса и т. д.). В течение этого времени, по всей видимости, было несколько эпох вулканической активизации, среди которых можно условно выделять ранне-, средне- (байос-батскую) и позднеюрскую (возможно, позднеюрско-раннемеловую). Максимум вулканической деятельности в районах Большого и Малого Кавказа и Горного Крыма относится к среднеюрской эпохе, в Карпатах — к позднеюрской.

Достаточно активной была вулканическая деятельность юрского периода на юге Дальнего Востока СССР. Вулканогенные

образования этого возраста довольно широко развиты в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области (окаинская, погская, эрдагоуская свиты, колумбинская толща и т. д.), а также известны на прилежащих площадях (Юго-Западное Приморье, Среднее и Верхнее Приамурье, Северная Корея и др.). Весьма интенсивным был юрский вулканизм в Восточном Забайкалье и Японии. В его развитии на разных регионах Восточной Азии также может быть выявлено несколько эпох активизации, которые с какой-то долей условности могут быть сопоставлены с таковыми Карпатско-Крымско-Кавказской провинции.

После небольшой паузы, соответствующей раннемеловой эпохе, новая активизация вулканической деятельности начинается в позднем мелу (главным образом в тулон-коньякский век). Вулканические образования этого возраста распространены менее широко, чем юрские; в частности, они занимают незначительные площади в пределах Большого Кавказа. Наиболее интенсивный вулканизм этого возраста проявился на Малом Кавказе (Сомхето-Карабахская зона). Наличие позднемеловых вулканогенных образований в различных районах Крыма, в Карпатах и на прилежащих территориях позволяет говорить о широком площадном распространении этого вулканизма. На юге Дальнего Востока СССР, а также на восточной окраине Азии позднемеловой вулканизм был, по-видимому, наиболее интенсивным. Формирование Восточно-Азиатского вулканического пояса (Сихотэ-Алинского звена), начинается почти с начала позднего мела и завершается в раннем палеогене. Накопление мощных туфо-эффузивов кислого и среднего состава и внедрение гранитоидов знаменует здесь начало нового тектоно-магматического этапа, сменившего геосинклинальное развитие и преимущественно базитовый магматизм Сихотэ-Алия.

В пределах Карпатско-Крымско-Кавказской провинции в течение палеогена вулканизм заметно ослабевает. Вулканогенные образования этого возраста практически отсутствуют на площади Большого Кавказа и Крыма. Интенсивное излияние лав андезит-базальтового состава происходило в эоцене на Малом Кавказе и в эоцен-олигоцене — в Советских Карпатах. Активизация вулканизма в пределах рассматриваемой области начинается со второй половины миоцена. На Большом Кавказе с конца миоцена и до антропогена формируется андезит-риолитовая серия, на Малом Кавказе происходит излияние средних, кислых и долерит-базальтовых лав, в Карпатах формируется андезит-липаритовая формация. Многими исследователями подчеркивается резкое отличие позднемелового вулканизма Карпатско-Крымско-Кавказской области от более древнего.

Аналогично развивается кайнозойский вулканизм и на юге Дальнего Востока СССР. Палеогеновый период в целом харак-

теризуется значительным по сравнению с позднемеловой эпохой сокращением вулканической деятельности. Небольшая вспышка ее, вероятно, завершающая формирование Восточно-Азиатского вулканического пояса, была в Сихотэ-Алине в эоцене (кузнецовская свита и др.). Новый этап вулканической деятельности начинается со второй половины миоцена, когда в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области и на прилежащих регионах начинается излияние базальтовых лав. Следует подчеркнуть отличие петрохимического состава и структурного положения неогеновых базальтов по сравнению с более древними — туфо-эффузивными. Неогеновый вулканизм Дальнего Востока является, по всей видимости, отражением общей его активизации, проявившейся на востоке Азии, где на огромных тектонически разнородных территориях формируются сходные вулканические образования типа платобазальтов (Белов, 1964). Резко отличная вулканическая деятельность имела место в это время лишь на прилежащих островах Тихого океана (Япония, Сахалин, Курильские острова), где накапливались так называемые «зеленые туфы».

Таким образом, изложенный материал с достаточной убедительностью свидетельствует об одновременной активизации вулканизма в пределах двух рассматриваемых весьма удаленных территорий. Необходимо лишь отметить, что вулканические породы в отличие от осадочных не всегда могут быть датированы с достаточной точностью, которая позволяла бы строго коррелировать разновозрастные образования. Развитие вулканизма, как это в последнее время выясняется, происходит очень сложно: эпоха его активизации охватывает отрезок времени обычно до 20—30 млн. лет. Поэтому делать выводы о синхронности вулканизма для различных регионов следует с большой осторожностью.

Полной аналогии в развитии вулканизма этих регионов нет, как нет и не может быть ее даже для различных областей и зон сравниваемых территорий. В течение палеозоя в пределах Карпатско-Крымско-Кавказской области наиболее интенсивным был девонский вулканизм, а на Дальнем Востоке СССР — пермский. В мезозое на западе более широко распространены юрские вулканогенные образования, а на востоке — позднемеловые. Однако эти и многие другие детали не могут и не должны заслонять выявляющейся синхронности в развитии вулканизма этих, весьма удаленных регионов.

Наиболее существенная за всю рассматриваемую историю перестройка вулканизма в пределах двух сравниваемых территорий (на всех ее площадях) произошла одновременно, а именно — в неогене. В Карпатско-Крымско-Кавказской провинции с этого момента начинается развитие орогенного вулканизма, в результате которого здесь формируются туфо-эффузивы преимущественно кислого и среднего состава (в отличие от преоб-

ладающих основных и средних вулканитов более древних периодов геосинклинального развития). На юге Дальнего Востока СССР, от Забайкалья до Сихотэ-Алиня, с позднего миоцена начинается формирование своеобразных платобазальтов, которые по петрохимическому составу резко отличаются от более древних вулканогенных образований и располагаются совершенно в ином структурном плане. Характерно, что с этого же времени в Японии, на Сахалине и Курильских островах происходит накопление так называемых «зеленых туфов», аналоги которых неизвестны в других регионах и в более древних разрезах этих же островных дуг (Ротман, 1965).

Имеющиеся геологические данные хорошо подтверждают полученные радиологическими методами выводы об одновременной активизации магматизма в планетарном масштабе (Рубинштейн, 1967). В этой области необходимы еще очень большие работы, и изложенный автором материал важен не столько для утверждения сформулированного положения, сколько для обоснования необходимости и перспективности подобных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Абсолютный возраст геологических формаций (сборник).— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 3. М., «Недра», 1964.

Афанасьев Г. Д., Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 8.

Белов И. В. Кайнозойская трахибазальтовая формация Азии.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 7. М., «Наука», 1964.

Демин А. М., Кропачев С. М. О палеозойской истории магматизма Западного Кавказа.— Вестн. Моск. ун-та, серия IV, геология, 1965, № 3.

Дзюценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.

Ильина Н. С., Иванова Т. Д., Фрухт Д. А. К вопросу о магматической деятельности в палеозойских отложениях в северной части Московской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.

Карпов П. А., Чугунов Н. А. Новые данные об эффузивной деятельности на восточном склоне Воронежского массива в девонское время.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 4.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма.— Сов. геология, 1967, № 2.

Ломизе М. Г. Мезозойский вулканизм Советских Карпат.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, 42 (5).

Малхасян Э. Г. Основные этапы развития магматизма Малого Кавказа и его синхронность с Приморьем.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968.

Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах.— Геол. и геофиз., 1965, № 12.

Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии.— Геотектоника, 1967, № 2.

- Соловьев В. О. Некоторые особенности магматизма Ханкайской и Сихота-Алинской зон Приморья.— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 2.
- Соловьев В. О. Особенности пермского и позднемелового—раннепалеогенового вулканизма Южного Приморья.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 1.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ УКРАИНЫ

И. Н. РЕМИЗОВ, П. В. КОВАЛЕВ, Ю. А. БОРИСЕНКО
(Харьковский университет)

Из твердых продуктов вулканических извержений наиболее транспортабельными являются вулканические пеплы. Будучи выброшенными на значительную высоту, они разносятся воздушными потоками на большие расстояния и в областях, зачастую удаленных от мест извержения на 1000—1500 км, осаждаются по преимуществу в штилевых зонах — районах высоких барометрических давлений.

В настоящее время на Левобережной Украине известно около пятидесяти пунктов, где в четвертичных суглинках находятся вулканические пеплы. Большинство из них приурочено к территории Донецкой, Луганской, Полтавской и Харьковской областей. Отдельные обнажения описаны по Днепру и на Сиваше. За пределами Левобережной Украины вулканические пеплы обнаружены на р. Кубани, в Измаильской и Воронежской областях.

Вулканический пепел образует в пролювиальных отложениях линзы протяженностью обычно в несколько десятков метров и мощностью от 0,1 до 0,4 м, реже до 0,9 м. Они залегают в нижних частях склонов и в руслах погребенных оврагов, имеют резкую нижнюю границу, иногда заходят клиньями в подстилающий слой, а в кровле сливаются с покрывающими суглинками. Большая мощность при весьма чистом составе пепла и его резкой подошве объясняется скорее всего выпадением пепла зимой на снежный покров и его концентрацией при таянии снега во временных водоемах.

Вулканический пепел представляет палево-серый неотсортированный жесткий на ощупь алеврит. Гранулометрические анализы пеплов очень сходны (табл. 1). Преобладающий размер частиц—0,05—0,01 мм.

Гранулометрический состав вулканического пепла

Местонахождение	Размер частиц, мм						
	1-0,5	0,5- -0,25	0,25- -0,1	0,1- -0,05	0,05- -0,01	0,01- -0,005	0,005- -0,001
Доведская обл. с. Давидовка			1,6	9,1	55,1	28,0	5,0
Харьковская обл. с. Краснокутск			1,3	31,4	44,5	18,3	2,7
с. Русские Ти- шки			0,7	25,0	51,0	20,4	1,6
с. Гераськовка	0,1	0,1	1,4	13,0	52,1	22,8	8,8
г. Харьков . .		0,3	3,6	47,0	29,5	16,6	1,1

Изучение под микроскопом показало, что пепел состоит почти исключительно из неокатанных пластинчатых зерен изотропного вулканического стекла, содержащих пузырьки газа. Химические анализы показывают, что стекло однородно и по составу соответствует трахитовой лаве (табл. 2). Об этом же свидетельствуют близкие показатели преломления стекла, колеблющиеся в пределах 1,514—1,519. Прямое сопоставление пеплов с лавой аналогичного состава затруднено в связи с дальней транспортировкой распыленного извержением лавового материала, в процессе которой происходило отсеивание более крупных частиц.

Валовые химические анализы вулканических пеплов дают более разнообразные результаты из-за различных примесей местного материала (табл. 3). Легкие и тяжелые минералы пеплов

Таблица 2

Пересчет химического состава вулканического стекла на численные характеристики А. Н. Заварицкого

Местонахождение	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q
Полтавская обл. с. Верхо-Люд- жа	17,9	3,2	10,8	68,1	51,3	36,5	12,2	—	59,9	-2,8
с. Поляны . . .	20,9	3,3	4,5	71,3	—	86,4	8,5	5,1	60,4	-2,5
с. Порозок . . .	20,7	3,8	4,7	70,8	—	78,1	18,8	3,1	60,2	-3,6
	21,2	1,9	6,6	70,3	—	58,6	20,7	20,7	51,3	-3,7
	20,3	3,0	6,4	70,3	32,6	52,8	14,6	—	62,4	-2,7
Харьковская обл. г. Краснокутск	20,6	2,0	7,0	70,4	—	52,0	25,5	22,5	44,1	-2,3
с. Русские Ти- шки	21,5	2,6	5,2	70,7	—	74,6	16,9	8,5	44,8	-4,2
	22,8	2,8	4,3	70,1	—	79,7	20,3	0	65,2	-8,2
с. Гераськовка	20,4	2,3	6,0	71,3	—	65,1	16,8	18,1	53,0	-0,5
	21,4	2,9	4,7	71,0	—	80,0	20,0	0	63,0	-3,7
г. Харьков . .	20,6	2,2	6,9	70,3	—	54,6	23,7	21,7	52,4	-2,8

Пересчет валового химического состава вулканического пепла на численные характеристики А. Н. Заварицкого

Местонахождение	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q
Донецкая обл.										
с. Давидовка	15,8	2,6	12,8	68,7	51,2	32,2	16,6	—	49,5	3,3
с. Орлово-Ивановка	10,3	7,5	9,7	72,2	19,4	51,6	29,0	—	0,3	26,6
б. Четвертая	2,6	6,2	19,8	71,4	—	21,7	16,5	61,8	39,4	31,4
г. Енакиево	11,4	3,7	13,9	71,0	42,6	33,5	23,9	—	48,4	15,5
б. Великов Яр	18,2	3,7	8,6	69,5	36,0	46,0	18,0	—	48,6	-1,1
р. Миус	5,2	8,0	12,4	74,6	17,1	46,8	36,1	—	37,9	30,6
р. Бык	5,8	5,4	11,7	77,1	—	34,4	28,7	36,9	41,8	37,2
с. Ново-Экономическое	10,6	6,4	9,0	74,0	—	53,8	43,7	2,5	47,0	20,4
б. Мазанов Яр	17,9	4,0	6,0	72,1	—	65,1	28,9	6,0	49,6	4,4
с. Николаевка	20,5	2,4	6,4	70,7	—	61,5	24,8	13,7	49,3	-2,0
с. Ореховатка	20,7	2,4	6,0	70,9	—	57,8	24,1	18,1	51,0	-2,0
г. Артемовск	21,9	2,2	5,6	70,1	—	57,5	26,3	16,2	53,3	-5,8
Харьковская обл.										
г. Харьков	13,4	4,0	7,8	74,8	—	46,8	25,7	27,5	39,4	18,8
Днепропетр. обл.										
г. Днепропетровск	16,2	3,3	8,1	72,4	22,0	63,0	15,0	—	63,0	9,1
	6,5	4,8	16,5	72,2	54,8	34,3	10,9	—	33,7	26,6
Херсонская обл.										
с. Софиевка	20,1	2,8	5,7	71,4	—	72,0	26,0	2,0	50,0	-0,2
Крымская обл.										
оз. Старое	20,3	2,3	8,1	69,3	32,0	48,0	20,0	—	65,0	-4,3

являются обцими с четвертичными суглинками и имеют следы окатывания.

Все находки вулканических пеплов на Левобережной Украине приурочены ко второй половине неоплейстоцена. Условия залегания и определение костей млекопитающих, встреченных в пеплах и подстилающих их слоях, свидетельствуют о накоплении пеплов в начале остатков оледенения.

Занос пепла трахитового состава на Левобережную Украину мог происходить из Закавказья, Малой Азии или Средиземноморья только в высоких слоях атмосферы.

Находки вулканических пеплов могут быть использованы для стратиграфии четвертичных отложений, определения возраста наиболее интенсивных извержений и реконструкции палеографических условий, в частности особенностей циркуляции атмосферы того времени.

ЛИТЕРАТУРА

Ковалев П. В., Ремизов И. Н., Проходский С. И. Новые находки четвертичных вулканических пеплов на Левобережной Украине. — В кн.: «Природные ресурсы Левобережной Украины и их использование», т. 1. Харьков, Изд. ХГУ, 1961.

Лебединский В. И., Ходюш Л. Я. Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, вып. 3.

Ремизов И. Н., Ковалев П. В., Борисенко Ю. А. Четвертичные вулканические пеплы Левобережной Украины.— Тез. докл. III Всес. вулканол. совещ. Львов, изд. ЛГУ, 1969.

Ремизов И. Н., Ковалев П. В., Мишина О. Г. Находки вулканического пепла в бассейне р. Ворсклы.— Матер. Харьков. отд. геогр. об-ва СССР, вып. 4. Харьков, изд. ХГУ, 1965.

О РОЛИ ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Ю. С. ЛЕБЕДЕВ

(Симферопольский ин-т минеральных ресурсов)

Керченско-Таманский регион можно рассматривать как область классического проявления грязевого вулканизма. Магматические породы и типичные гидротермальные минеральные образования здесь неизвестны. Несмотря на это, невозможно решать вопросы о происхождении полезных ископаемых Керченского полуострова без привлечения разрабатываемых Н. М. Страховым (1963), Г. С. Дзоценидзе (1965), Л. Н. Формозовой (1968) и некоторыми другими исследователями представлений о влиянии вулканизма на литогенез. До последнего времени в связи с отсутствием на Керченском полуострове магматических пород и гидротермальной минерализации вопрос о роли вулканизма в формировании полезных ископаемых района не рассматривался.

До последнего времени Керченский полуостров считали единственным местом возможного накопления пирокластического материала в прошлые геологические эпохи, о чем свидетельствовал незначительный прослой вулканического пепла (мощностью около 10—20 см) среди глин сарматского яруса в районе Кыз-Аула. В 1967 г. М. Г. Барковская отметила еще ряд мест вероятного развития прослоев вулканического пепла в сарматских отложениях полуострова.

Как правило, вулканические пеплы сложены угловатыми обломками вулканического стекла с преобладающим показателем преломления от 1,510 до 1,540, реже выше, что позволяет говорить об его андезитовом составе.

Свежие вулканические пеплы обнаружены исключительно в толще осадков сарматского яруса. Среди более древних и более молодых отложений неогена полуострова они не установле-

ны. Наличие в толще осадков мезотического яруса прослоев диатомитов и туфодиадомитов может свидетельствовать о разложении накапливавшегося в бассейнах седиментации пеплового материала с выделением кремнезема, необходимого для развития диатомовых водорослей.

По-видимому, этими процессами обусловлено также образование прослоев кремней среди отложений мезотического и сарматского ярусов в местах развития рифогенных карбонатных пород.

Рентгенографическое изучение бентонитовых и бентонитоподобных глин неогена Керченского полуострова позволяет считать, что слагающие их минералы группы монтмориллонита, как правило, образовались не за счет слюд, а в результате монтмориллонитизации вулканического стекла. Однако в связи с тем, что возможность рентгеновского определения природы исходного для образования монтмориллонита материала признается далеко не всеми специалистами, говорить пока о роли пирокластического материала в формировании неогеновых бентонитовых глин Керченского полуострова можно только предположительно. Тектурные и структурные особенности этих глин также не позволяют решить рассматриваемый вопрос однозначно.

На юге европейской части Советского Союза (см. рисунок), в том числе и на Керченском полуострове, широко развиты киммерийские железные руды. Многие вопросы генезиса этих руд, благодаря работам Ю. Ю. Юрка и др. (1960), Е. Ф. Шнюкова (1964) и других исследователей, решены однозначно. Окончательно не решен пока вопрос об источниках рудообразующих элементов и причинах рудонакопления в киммерийский век и исключительно в пределах Азово-Черноморского киммерийского бассейна. В разновозрастных соседних с киммерийским морем бассейнах аналогичные железные руды неизвестны. Специфический элементарный состав киммерийских железных руд Азово-Черноморской провинции, характеризующийся повсеместной ассоциацией железа (в среднем от 30 до 40%), марганца (в среднем от 0,29 до 2,10%), фосфора (в среднем от 0,60 до 1,07%), мышьяка (в среднем 0,09—0,15%) и ряда других элементов, огромные запасы киммерийских железных руд (до 17 млрд. т металлического железа) невозможно объяснить, если не допустить, что часть рудного хомогенного материала поступает в бассейн седиментации в результате подводной вулканической деятельности (Лебедев, 1967).

С. В. Альбов (1967) и М. Д. Карасик (1968) допускают возможность генетической связи содержащихся в киммерийских рудах Керченского полуострова аксессуарных мышьяка, ванадия, никеля, кобальта и некоторых других элементов с глубинными магматическими породами, с лавовым вулканизмом. Они считают, что указанные элементы были привнесены в керчен-

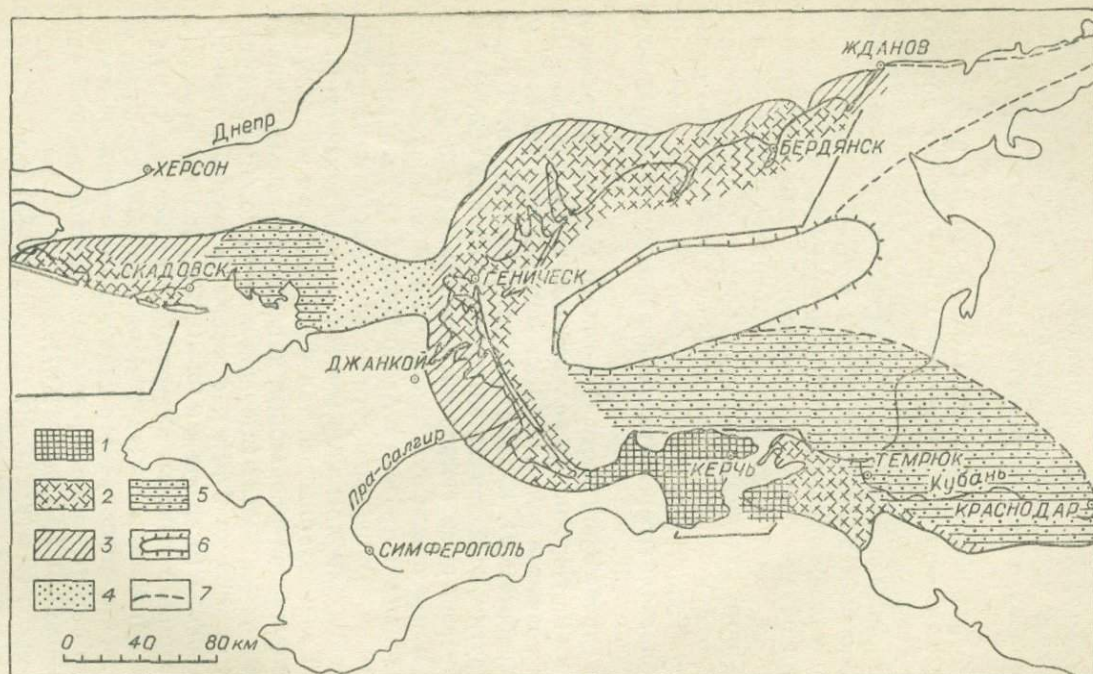


Рис. 1. Схема Азово-Черноморской киммерийской провинции.

Участки развития: 1 — оолитовых руд с содержанием железа от 36 до 42%, 2 — песчанистых оолитовых руд с содержанием железа менее 36%, 3 — киммерийских ожелезненных песчаников с содержанием железа менее 25%, 4 — безрудных песков, 5 — песчано-глинистых отложений; 6 — Азовский вал, 7 — контуры Азово-Черноморского киммерийского бассейна.

ские железные руды в период их формирования углекислыми и сопочными водами. Вопрос о происхождении железа указанные авторы не рассматривали.

В основе представлений С. В. Альбова (1967) об эндогенном происхождении элементов-примесей киммерийских железных руд лежит точка зрения о безусловном магматическом происхождении хлоридно-карбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых (углекислых) минеральных и сопочных вод, в составе которых эти элементы поступали в бассейны седиментации. В. А. Куришко, И. А. Месяц, А. С. Тердовидов (1968) образование указанных вод объясняют наложением на процессы грязевого вулканизма проявлений углекислых терм, связанных с молодым вулканизмом.

Керченский полуостров является классической областью развития брахиантиклинальных складок диапирового строения. Ко многим из этих структур приурочены грязевые вулканы, ископаемые (Баксы, Новоселовка и др.) и современные (Булганак, Тархан, Джау-Тепе и др.). По мнению некоторых исследователей (Куришко и др., 1968), процесс грязевого вулканизма, развивающийся на фоне глинистого диапира, характеризуется сложным физико-химическим взаимодействием воды, газа и сопочной брекчи.

По характеру ионо-солевого состава сопочных вод и составу сопутствующих газов на Керченском полуострове (Куришко и др., 1968) выделяются два района: западный и восточный. По данным этих авторов, воды грязевых вулканов западной части полуострова (от Арабатско-Феодосийского перешейка до меридиана 36° , проходящего через середину Казантипского залива) имеют преимущественно хлоридно-натриевый состав с минерализацией 240—586 мг·экв/л, сопутствующие газы обычно метановые. Среди анионов господствуют галогены, бром и йод (57—437 и 0,09—0,91 мг·экв/л соответственно). Из катионов преобладает натрий.

Сопочные воды восточного района (от меридиана 36° до Керченского пролива) характеризуются пестротой химического состава: гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные, реже — сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды разной минерализации (306—696 мг·экв/л) с сопутствующими углекисло-метановыми и метановыми газами.

В сопочных водах Керченского полуострова содержатся фосфор, ртуть, серебро, мышьяк и другие элементы.

Газы грязевых вулканов западной части полуострова существенно метановые. В них от 93 до 97% метана, до 3,4% этана, бутана и пропана, 0,3% двуокиси углерода и 0,1—2,6% азота. Газы грязевых вулканов восточной части полуострова также преимущественно метановые, однако содержание двуокиси углерода в составе газов отдельных сопков несколько выше.

С. В. Альбов (1967) описал в восточной части Керченского



полуострова углекислые источники с содержанием в воде свободной углекислоты в количестве 500—2000 мг/л. Углекислый газ в этих водах встречается совместно с азотом, метаном, местами водородом и сероводородом. Углекислоты в составе газов содержится от 36 до 96%. По данным В. А. Куришко и др. (1968) и автора, содержание углекислоты в составе спонтанных газов Тарханского, Булганакского и Еникальского сопочных полей колеблется от 3,8 до 59,9%. В то же время спонтанные газы Борух-Обинского и Насырского сопочных полей содержат от 1,45 до 5,52% углекислоты. В газовых выделениях обнаружены пары ртути, а в углекислых и сопочных водах — содержание фтора, брома, йода, бора, бария, аммония, битуминозного вещества, лития, калия, кремнекислоты, фосфора, стронция, железа, мышьяка, ртути и ряда других элементов (Альбов, 1967).

Некоторые исследователи (Альбов, 1967; Куришко и др., 1968) повышенное содержание двуокиси углерода в газах грязевых вулканов связывают с наложением на процессы грязевого вулканизма углекислых терм; они рассматривают двуокись углерода как глубинный компонент, связанный с зонами тектонических нарушений в пределах нижнего структурного этажа Керченского полуострова. Предполагается, что между спонтанным углекислым газом и повышенным содержанием бора, и других элементов существует определенная взаимосвязь.

В связи с вышеизложенным следует рассмотреть причинную зависимость грязевого вулканизма от молодого вулканизма Керченско-Таманской области. Некоторые исследователи считают, что грязевые вулканы Керченско-Таманской области — результат магматической деятельности и обусловлены внедрением так называемых магматических шпиров в мезокайнозойскую осадочную толщу, в составе которой широко развиты обогащенные органическими (битумными) веществами (до 5%) известняки.

К сожалению, геофизические исследования, проведенные в регионе, не подтвердили существования здесь глубинных магматических интрузий. Таким образом, вопрос о связи углекислоты и ассоциирующих с ней в рассматриваемых водах микрокомпонентов, естественно, остался открытым. Однако существование в Керченско-Таманской области глубинных субширотных и субмеридиональных разломов позволяет все же допустить возможность эндогенного происхождения и углекислоты, и сопутствующих ей компонентов. Исходя из соотношений гелия и аргона (от 0,1 до 0,7), С. В. Альбов (1967) рассчитал абсолютный возраст углекислых вод и газов, который колеблется от 200 тыс. до 20 млн. лет, что хорошо согласуется с возрастом грязевого вулканизма Керченского полуострова и, по-видимому, соответствует возрасту глубоких разломов, с которыми связаны углекислые воды.

Наряду с этим существование теплового потока в Керченско-Таманской области (Лебедев, Гордиенко, Кутас, 1968) свидетельствует о том, что частично и углекислота, и сопутствующие ей в углекислых водах элементы могут также мобилизовываться восходящими термальными водами из мощных глинистых толщ неогена.

В связи с интенсивной грязевулканической деятельностью в неогене в водоемы Керченского полуострова поступало значительное количество субтермальных углекислых вод, определявших особенности химизма морских вод этих бассейнов. Осаждавшийся в неогеновых водоемах Керченского полуострова пирокластический материал в гидрокарбонатных слабокислых теплых водах почти нацело перерабатывался. Вместо туфов образовались бентонитовые глины.

С поступлением углекислых сопочных вод в компенсационные прогибы (вдавленные синклинали) связано накопление в них карбонатных или магнезиально-карбонатных хемогенных пород.

Несмотря на то, что в Керченско-Таманской области субтермальными водами, связанными с грязевыми вулканами, в бассейны седиментации в кембрийский век привносились почти все химические элементы, находящиеся в парагенетической ассоциации с железом, вопрос о поступлении железа по разломам на территории Керченского полуострова не ставится, хотя тесная связь Fe—Mn—P—As и некоторых других элементов в пределах Азово-Черноморской провинции свидетельствует об их совместном поступлении в водоемы в киммерийское время.

Исходя из особенностей распределения абсолютных масс железа и сопутствующих ему элементов, возможно предположить, что комплексные железорудные гидротермальные растворы поступали в киммерийское море по глубинному разлому, расположенному в пределах акватории современного Азовского моря.

Поступавший в водоемы железорудный хемогенный материал волнениями и течениями разносился в пределах бассейна.

Значительные массы пирокластического материала, отлагавшегося в водоемах Керченского полуострова, также можно связывать не только с привносом его с Кавказа, но и с эксплозиями подводного вулканизма, приуроченного к глубинным разломам в пределах Азово-Черноморской провинции.

В связи с тем, что железные руды, накопившиеся на огромной территории Азово-Черноморской провинции, и углекислые воды из Керченского района развития грязевого вулканизма содержат примерно одни и те же элементы-примеси, можно предположить, что и рудоносные гидротермы, поступавшие в киммерийское море, и субтермальные углекислые воды генетически связаны с единым глубинным так называемым эндогенным очагом. Однако характер связи разломов Керченского полу-

острова с предполагаемым глубинным вулканическим очагом не позволяет ожидать обнаружения здесь месторождений и рудопроявлений ряда металлов, содержащихся в виде примеси в углекислых водах. Но обнаружение их в пределах Азово-Черноморской провинции весьма вероятно.

Таким образом, проведенные исследования позволяют предполагать не только активную роль вулканизма в формировании некоторых полезных ископаемых Керченского полуострова, но и ожидать обнаружения новых месторождений рудных и других полезных ископаемых в пределах Азово-Черноморской провинции.

Л И Т Е Р А Т У Р А

А л ь б о в С. В. Об углекислых водах северо-восточной части Керченского полуострова.— Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 5.

Б а р к о в с к а я М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий сложных рифогенным неогеном.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 4.

Д з о ц е н и д з е Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

К а р а с и к М. А. О некоторых особенностях геохимии грязевого вулканизма Керченско-Таманской провинции и возможностях генетической связи с ним нефтяных месторождений и рудопроявлений ртути в Крыму.— В кн.: Тез. докладов 4 научно-технической конференции по изучению полезных ископаемых осадочного комплекса юга Украины. Изд-во Киев. ун-та, 1968.

К у р и ш к о В. А., М е с я ц И. А., Т е р д о в и д о в А. С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова.— «Геол. ж.» т. 28, вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1968.

Л е б е д е в Т. С., Г о р д и е н к о В. В., К у т а с Р. И. Геотермические условия Крыма. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 20, 1967.

Л е б е д е в Ю. С. Особенности образования осадочных железных руд на Приазовье.— Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование (тезисы докладов). Изд-во Харьк. ун-та, 1967.

С т р а х о в Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ф о р м о з о в Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 2. М., «Наука», 1968.

Ш н ю к о в Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.

Ю р к Ю. Ю., Ш н ю к о в Е. Ф., Л е б е д е в Ю. С., К и р и ч е н к о О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Крымиздат, 1960.

ВЛИЯНИЕ МАГМАТИЗМА НА ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АЙОЦДЗОРА

Э. С. ХАЛАТЯН, К. И. КАРАПЕТЯН

(ИГН АН АрмССР)

Айоцдзор (Даралагяз) расположен в складчатой зоне Армении и тяготеет к полосе Анкавано-Сюникского глубинного разлома (Габриелян, 1959). Он представляет собой синклиорий, выполненный главным образом вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами палеогена. В меньшей степени развиты карбонатные породы верхнего мела и образования неогена. Меловые и палеогеновые отложения, образующие складки обычно СЗ—ЮВ направления, рвутся интрузиями гранодиоритового состава. Район характеризуется интенсивной дизъюнктивной тектоникой. Магматизм Айоцдзора завершился четвертичным вулканизмом ареального типа; центры извержений, поставившие андезито-базальты и андезиты, слагают шлаковые и лавовые конусы. В течение антропогена интенсивность вулканизма закономерно понижалась; последние наиболее слабые вспышки происходили уже в голоцене. Все вулканы этой области питались единым очагом, залегающим на глубине 2—3 км (Карапетян, 1963).

Айоцдзор чрезвычайно богат углекислыми минеральными водами, очень разнообразными по составу и температуре. Здесь находятся известные термальные Джермукские лечебные воды (до 64° С) и уникальные по химическому составу сероводородные Сарцалинские источники. Многочисленные современные и древние очаги разгрузки углекислых минеральных вод почти всегда сопровождаются щитами и куполами травертинов. Интересно, что в некоторых травертиновых щитах снизу вверх по разрезу резко уменьшается количество кремнезема, несомненно указывающее на постепенное понижение температур минеральных вод (Ананян, 1963).

В происхождении минеральных вод некоторые исследователи (Демехин, 1958; Егонян, 1955; Ананян, 1963; Барабанов, 1961; и др.) особую роль отводят охватывающему Айоцдзор артезианскому бассейну, выделяя в нем наиболее водообильные верхнемеловые известняки. С этим нельзя согласиться, потому, что меловые известняки в значительной степени были «съедены» очагом четвертичных вулканов. Даже если бы вулканический очаг залегал ниже меловых известняков, то и в этом случае при таком послемеловом магматизме и тектонике наличие единого артезианского бассейна было бы невозможным. Основываясь на этом, Э. С. Халатян (1969) выделил в Айоцдзоре ряд артезианских бассейнов и вулканогенных супербассейнов (Зайцев и Толстихин, 1963).

Минеральные воды Айоцзора неоднократно и тщательно изучались (Демехин, 1958; Тагеева, 1948; Ананян, 1963; Тер-Мартirosян, 1948; и др.). Особенно надо отметить исследования А. П. Демехина, выделившего отдельные группы вод по химическому составу и показавшего пути их метаморфизации. Единого мнения о происхождении минеральных вод, в особенности гидрокарбонатно-хлоридных натриевых (группы Ехегиэ, Орбатех, Булаглар, Саят-Нова), нет. Последние наиболее минерализованы (до 15—16 г/л) и отличаются разнообразием микрокомпонентного состава (Ba, Sr, Li, Br, J, B, F, As и др.).

Обычно в происхождении минеральных вод Айоцзора (и других районов Армении) значительная роль отводится четвертичному и даже третичному магматизму. С вулканическими явлениями и отдельными центрами извержений, в частности, связывается присутствие в минеральных водах многих летучих компонентов. Так, Н. В. Тагеева (1948) и А. П. Демехин (1958) наличие хлора, фтора, бора, брома, йода в Джермукских термах связывают с эксгаляциями Джермукского кратера. В. И. Кононов (1965) на основании данных Л. И. Барабанова (1961) показывает химическую зональность минеральных вод, ставя ее в зависимость от отдельных четвертичных вулканов. По данным этого исследователя, полученным при изучении Даринских гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод, сульфатные воды должны располагаться близ вулканов, а хлоридные — в значительном удалении от них.

Наши наблюдения показали ошибочность этих представлений. Уже сами Даринские источники находятся в непосредственной близости от вулкана Кармирглух. Нет такой закономерности и в западной части области, где независимо от близости к вулкану Сьбатасар (группа Орбатех — 5 км, группа Шатин — 12 км) в анионном составе углекислых вод преобладают хлориды. Мы считаем, что роль четвертичного вулканизма в формировании состава в значительной степени преувеличена.

Упомянутое, как и сопоставление результатов спектральных анализов пород, водных и кислотных вытяжек из них, химических анализов источников, не позволяет отводить магматическим эксгаляциям важную роль в формировании состава углекислых минеральных вод. Нам представляется, что решающую роль играют процессы термометаморфизма и выщелачивания осадочных и вулканогенно-осадочных пород, которые и приводят к образованию различных типов углекислых минеральных вод.

В. В. Красинцевой (1960) экспериментально была доказана возможность выделения бора из осадочных пород в виде летучих соединений. При температуре около 200° С водяным паром в присутствии углекислого газа отгоняются 80% растворимого бора породы, хлориды и аммоний. С повышением температуры вынос бора увеличивается, что сопровождается появлением и дру-

гих элементов: при 500° С в отгонах появляются сера и сероводород, а при 600—800° С из песчаников выделяется мышьяк.

Привлекая результаты этого эксперимента, можно объяснить наличие ряда микрокомпонентов в гидрокарбонатно-хлоридных натриевых минеральных водах Айоцзора (группы Ехегис, Орбатех, Саят-Нова). Очень возможно, что формирование айоцзорских углекислых минеральных вод, хлоридных натриевых по составу и обогащенных многими микрокомпонентами, связано с породами, отлагавшимися в аномально соленом морском бассейне. Таковыми могут быть образования даний-палеоценового времени, выраженные терригенно-карбонатными фациями; «палеоценовая» часть этой толщи обнажается у с. Шатин. Известно, что даний-палеоценовые отложения в Армянской ССР отлагались именно в таких условиях и обогащены барием, стронцием, бором, мышьяком (Халатян, 1969).

Таких же взглядов на происхождение углекислых минеральных вод придерживаются А. Л. Ананян (1963), С. Р. Крайнов и М. Х. Корольков (1962), А. А. Тер-Мартirosян (1968). Эти исследователи связывают формирование вод с соленосными отложениями олигоцена или миоцена, которые, однако, непосредственно в Айоцзоре отсутствуют.

Роль четвертичного вулканизма в формировании углекислых минеральных вод ограничивалась прогревом осадочных и вулканогенно-осадочных пород, возбуждением геохимической активности, способствующей отгону многих летучих элементов в подземные воды. Только незначительная часть летучих элементов может быть ювенильной, непосредственно связанной с вулканическим очагом.

Сказанное хорошо согласуется с закономерным понижением интенсивности четвертичного вулканизма Айоцзора во времени. При рассмотрении влияния вулканизма на формирование состава минеральных вод в любом виде необходимо учитывать тип вулканической деятельности. В случае ареального вулканизма, какой мы имеем в Айоцзоре и большинстве районов Армении, такое влияние нужно искать в связи с самим близповерхностным очагом в целом, который является общим, единым для всех вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

Ананян А. Л. Гидрогеологическая и геотермическая характеристика района курорта Джермук. Автореф. канд. дисс. Ереван, 1963.

Барабанов Л. Н. Термальные воды Малого Кавказа.— Тр. лабор. гидрогеол. проблем, 1961, т. XXXVII.

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959, Изд-во АН АрмССР.

Демехин А. П. Минеральные воды бассейна р. Арпа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.

Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1955.

Зайцев И. К., Толстин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР.— Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии, нов. серия, т. 101. Л., 1963.

Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения).— В кн.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.

Крайнов С. Р., Королькова М. Х. О закономерностях распространения некоторых микроэлементов в углекислых водах Армении. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, 1962, т. XV, № 2.

Красинцева В. В. О накоплении бора в минеральных водах в результате выделения его из осадочных пород.— Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Татеева Н. В. Минеральные воды Джермук (Истису) в Армении.— Тр. лабор. гидрогеол. проблем, 1948, т. 1.

Тер-Мартirosян А. А. Гидрогеология СССР, т. XI. М., «Недра», 1968.

Халатян Э. С. Некоторые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники Айоцзора и перспективы их использования.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1969, т. XXII, № 1.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ, СВЯЗАННОЙ С ВЕРХНЕМЕЛОВЫМ ВУЛКАНИЗМОМ (СЕВЕРНАЯ АРМЕНИЯ)

А. Х. МНАЦАКАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ, Л. П. ЯШВИЛИ
(ИГН АН АрмССР)

В северной части Армянской ССР верхнемеловой вулканизм связан с развитием наложенного Прикуринского геосинклиналиного прогиба и сопряженных с ним поперечных структур, в частности Иджеванской. Максимальные проявления его совпадают со временем заложения и окончательного формирования поперечных прогибов — с коньяком — нижним сантоном. В этот период в Иджеванском прогибе, как и во всей Прикуринской зоне, накапливались грубообломочные вулканические брекчии и изливались лавы оливин-базальтового и андезито-базальтового состава. В верхнем сантоне в пределах Прикуринской зоны вулканизм приобретает сложный характер в связи с более резким обособлением участков с различным знаком вертикальных движений. Это привело как к сокращению площадей, на которых проявляется вулканическая деятельность, так и к излиянию лав различного состава на смежных участках.

В северной, прибортовой части Иджеванского прогиба, по геологическим данным, фациальному облику и мощностям слагаю-

щих пород вырисовывается локальная структура — Саригюхская, проявляющая в верхнем сантоне тенденцию к погружению. На этом участке в результате трещинных излияний образовались крупные потоки андезитов, андезито-базальтов и мандельштейнов, разделенные пластами песчаников и пепловых туфов кислого состава. На них согласно залегают мелкообломочные конгломерато-брекчии и грубозернистые песчаники, образовавшиеся вдоль береговой полосы морского бассейна при ее перемещении в конце верхнего сантона к востоку. К этому горизонту приурочены пологосекущие пластовые тела оливиновых долеритов. Выше следуют известковистые песчаники и известняки кампана, имеющие согласное с подстилающими породами напластование.

На границе верхнего сантона и кампана, по-видимому, в связи с внедрением оливиновых долеритов, образовалась система тектонических нарушений близмеридионального простирания, и Саригюхский участок превратился в арену деятельности термальных вод. Указанные нарушения прошли по наиболее ослабленным тектоническим зонам — контактам даек андезито-базальтов, секущих серые андезиты и мандельштейны, и контролируют проявления трех своеобразных типов минерализации — бентонитовых глин, агата и марганцеворудное. Для выяснения генезиса и условий образования этих месторождений большое значение имеют их пространственная совмещенность на Саригюхском участке и четкая стратифицированность.

Бентонитовые глины морфологически представлены двумя пластобразными телами, согласно залегающими с вмещающими породами. Первое из них образовалось в результате переработки пепловых туфов, второе — по двупироксеновым андезито-базальтам. Стратиграфически выше прослеживаются мандельштейны, слагающие протяженный агатоносный горизонт. Поток мандельштейнов прорван системой андезито-базальтовых даек, вдоль контактов которых фиксируются многократные тектонические подвижки и интенсивный процесс бентонитизации. К этим контактовым зонам приурочены промышленные концентрации агата, представленные жилами, гнездами, сложными «узловыми» телами, а также крупными миндалинами в самих вмещающих мандельштейновых лавах.

Наиболее высокое стратиграфическое и гипсометрическое положение в Саригюхском разрезе занимает марганцеворудное проявление, приуроченное к горизонту конгломерато-брекчий, песчаников и их контакту с пластовым телом долеритов. В морфологическом отношении марганцеворудные тела представлены линзами-пластами мощностью 0,6 м, простирающимися примерно на 400—450 м, а также жилами, гнездами и брекчированными зонами. Жилообразные тела мощностью 0,5—5 см контролируются разрывными нарушениями и являются своеобразными

подводящими каналами для рудоносных растворов, формировавших линзы-пласты. Марганцевые руды сложены главным образом мелкозернистым пиролюзитом, минералами группы псиломелана и манганитом колломорфного строения; а жильные минералы представлены кварцем, халцедоном, баритом, карбонатами. По данным химических анализов, содержание Mn в рудах колеблется в пределах 55—57,3% на нижних горизонтах линзы и 0,7—30% — в жильобразных телах.

Генетически гидротермальные растворы, сформировавшие бентониты, агаты и марганцевые руды, связаны с корневыми частями даек двупироксеновых андезито-базальтов; наиболее интенсивное изменение вмещающих пород наблюдается вдоль эндоконтактов этих тел.

Проникновение растворов в приповерхностную зону сопровождалось пропариванием исключительно всех вмещающих пород, в том числе осадочных и туфовых. При этом метаморфизация самих пород, состава растворов, а также направленность реакций определяются, главным образом, природой гидротермальных растворов (последние не были типичными рудоносными гидротермами, о чем свидетельствуют содержание и состав микроэлементов и характер общей минерализации в измененных породах). Это были низкотемпературные (Хакимов, 1966) гидрокарбонатные слабокислые (близкие к нейтральным) термальные воды, что подтверждается следующим.

1. В процессе бентонитизации вулканогенных компонентов происходит не только полная перегруппировка компонентов, но и их вынос (см. таблицу), однако не в столь значительных масштабах, как при ультракислом типе выщелачивания, но все же достаточно интенсивно для щелочных растворов.

2. Почти полностью отсутствует сульфидная или сульфатная минерализация, железо и марганец выпадают в окисной и гидроокисной форме; пирит, барит и др. встречаются чрезвычайно редко.

3. В поле деятельности термальных вод отсутствуют продукты кислотного выщелачивания (вторичные кварциты, каолинит-диаспоровые и другие фации).

4. Карбонитизация пород более или менее выражена.

Развитие минеральных новообразований зависит от степени изменения пород. Вблизи очагов гидротерм породы подвергаются наибольшему изменению: здесь стекло нацело замещается монтмориллонитом и породы перерождаются в бентонитовые глины. Однако бентонитизация пород даже вблизи очагов происходит лишь за счет стекла: кристаллическая фаза либо не изменяется вовсе, либо продукты ее изменения представлены другими минералами (рис.). Именно поэтому типичные бентонитовые глины образуются за счет пирокластических пород, о чем свидетельствуют прекрасно сохранившиеся реликтовые структуры (эвтакситовые, пемзовые, пелловые и др.). В составе бентони-

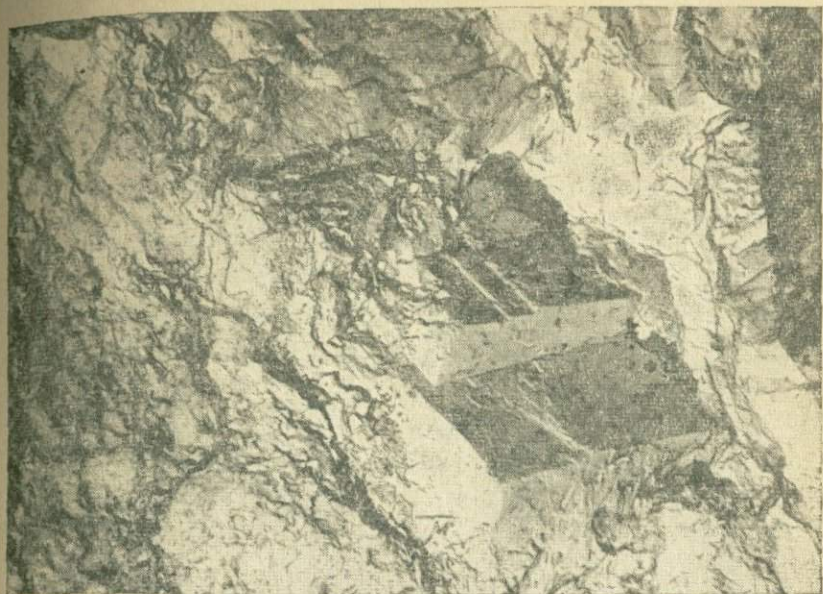


Рис. Коллодиево-угольная реплика со свежего скола бентонитовых глин, образовавшихся за счет лав. Виден незамещенный двойник плагиоклаза.

товых глин с реликтовой порфировой структурой содержится значительное количество почти свежих плагиоклазов (фенокристаллы и микролиты) и пироксенов. Гиперстен замещается кальцитом, цеолитом, селадонитом; часто вокруг такого измененного зерна образуется хлоритовая оторочка. По оливиину развиваются бурый илдингсит, хлорит, мелкозернистый кремнистый минерал, иногда кальцит. Моноклинный пироксен почти всегда сохраняется свежим. Плагиоклаз подвергается слабой кальцитизации и пелитизации лишь в наиболее интенсивно измененных породах. В слабо измененных породах по вулканическому стеклу развиваются хлорит, кристобалит, очень редко — адуляр.

Поры в зависимости от степени изменения пород выполняются селадонитом, тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, халцедоном, цеолитом, монтмориллонитом. Нередко стенки пустот и пор неравномерно инкрустируются кристобалитом и кварцем.

По степени устойчивости минералы располагаются в следующий ряд: моноклинный пироксен, плагиоклазы, ромбический пироксен, вулканическое стекло, оливин. Обнаруженные в бентонитовых глинах и вмещающих породах минералы генетически подразделяются на магматические (плагиоклазы, пироксены, оливин, апатит, магнетит-ильменит), собственно гидротермальные (ширит, пиролюзит и другие марганцевые минералы, зер-

нистый кварц, аметист, халцедон, опал, цеолиты, барит, кальцит) и метасоматические (иддингсит, хлорит, селадонит, монтмориллонит).

Особенности минералообразования на Саригюхском месторождении, четко выраженные стадии минерализации и их стратификация позволяют заключить, что последующая деятельность растворов сводилась к осаждению растворенного вещества в различных термодинамических средах, а также высказать суждение о формах осаждения основных компонентов.

Таблица

Привнос — вынос элементов в процессе изменения порфиритов в бентонитовые глины (Саригюхское месторождение)

Оксид	Содержание окислов в пересчете на сухое вещество, %		Элемент	В пересчете на 160 атомов кислорода		Вынос — привнос в процессе изменения, считая содержание постоянным
	порфирит	бентонитовая глина		порфирит	бентонитовая глина	
SiO ₂	63,83	64,10	Si	54,25	49,37	-4,88
Al ₂ O ₃	15,60	17,27	Al	15,62	15,62	—
Fe ₂ O ₃	5,00	5,67	Fe ⁺³	3,19	3,27	+0,08
FeO	1,46	0,63	Fe ⁺²	1,03	0,39	-0,64
MgO	1,73	3,21	Mg	2,18	3,67	+1,49
CaO	3,84	2,06	Ca	3,49	1,69	-1,80
MnO	0,09	0,09	Mn	0,06	0,05	-0,01
TiO ₂	0,74	0,69	Ti	0,46	0,39	-0,07
Na ₂ O	4,29	2,25	Na	6,92	3,36	-3,56
K ₂ O	3,63	1,72	K	3,94	1,69	-2,25
H ₂ O	3,50	11,14	H	19,83	57,10	+37,27
П. п. п.	—	—	O	160	136,60	-23,40 ?

Привнос SiO₂ в растворы был достаточно обильным, и поэтому значительная часть кремнезема находилась в них в коллоидальном состоянии; такие растворы можно рассматривать как неустойчивую систему (Т. Окамото, 1963). В зоне дробления они заполняют крупные поры и другие полости; это неизбежно должно привести к уменьшению давления и температуры и, следовательно, выпадению аморфного кремнезема. Можно допустить, что из первых порций пересыщенных растворов кремнезем осаждается в аморфном состоянии, а затем под влиянием трехвалентных катионов (очевидно, Al⁺³, незначительные следы которого в растворе приводят к массовому осаждению SiO₂) образуются его кристаллические формы. Так представляется механизм образования агатовой минерализации, которая локализована стратиграфически выше горизонта бентонитовых глин (см. таблицу).

Поведение марганца и железа в гипергенном и гипогенном циклах сходно, и поэтому в природе они чаще встречаются совместно. Очевидно, в районе Саригюхского месторождения в процессе гидротермальной деятельности существовал достаточно узкий геохимический барьер, обусловленный постепенным изменением P^H -и ε^h -факторов, которые привели к сепарации значительной массы этих элементов и раздельному их осаждению. Первоначально при слабокислом этапе выщелачивания железно и марганец переходят в раствор с одинаковой интенсивностью, однако при последующем постепенном повышении P^H и окислительно-восстановительного потенциала железо быстрее переходит в неустойчивую форму; в результате оно (по-видимому, в основной массе) в виде гидроокислов осаждается раньше, уже в пределах горизонта бентонитовых глин, тогда как марганец осаждается стратиграфически выше и даже выносится за пределы месторождения бентонитовых глин.

Одновременно значительно повышенные против кларка содержания марганца в свежих андезитах, андезито-базальтовых и оливиновых долеритах Саригюхского участка, постоянно повышенные концентрации его в таких минералах интрателлурической стадии кристаллизации, как титаномагнетит, ильменит, оливин, гиперстен, авгит и накопление марганца в продуктах эффузивного этапа кристаллизации позволяют предположить, что исходная магма была обогащена этим элементом и определенная часть его приносилась в гидротермальные растворы вулканическими эксгаляциями.

Гидротермальные растворы интенсивно выносили щелочи и щелочные земли. Последние частью захватывались при генерации монтмориллонита (магнетит), частью выпадали в виде тонкорассеянного кальцита и были обнаружены в поглощенном комплексе (особенно кальций). Часть натрия и калия также фиксируется в поглощенном комплексе, другая — служит источником минеральных новообразований. В силу высокой подвижности калий и отчасти натрий участвуют в образовании минералов поздней генерации, в частности цеолитов, однако некоторое количество этих элементов выносится, по-видимому, за пределы поля гидротермальной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Окамото Т. и др. Свойства кремнезема в воде. — В кн.: «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.

Хакимов А. Х. Особенности образования агата в основных эффузивах. Автореф. канд. дисс., 1966.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ ЗАКАРПАТЬЯ

В. В. БАБАЕВ, В. И. БАРАНОВСКИЙ

(УкрНИИ природных газов)

Геотермические исследования на территории Закарпатья начались сравнительно недавно. К числу наиболее важных в этой области следует отнести работы А. Е. Бабинца (1957, 1959), в которых в частности, указывалось, что геотермический градиент этого региона самый высокий на Украине. Вопросам геотермии и поискам термальных вод описываемой территории посвящены также работы С. Г. Думанского (1965), Т. М. Селецкого (1967) и исследования сотрудников Закарпатской геологической экспедиции, однако они основывались на небольшом фактическом материале и потому давали лишь самое общее представление о геотемпературных условиях регионов. В последнее время с расширением поисков нефти, газа и термальных вод появилась возможность более детального рассмотрения температурных условий Закарпатья.

Согласно тектонической схеме О. С. Вялова (1958), в состав Закарпатья входят часть Кросненской зоны, Внутренняя антиклинальная зона и Закарпатский внутренний прогиб. Прогиб начал формироваться после первой фазы складчатости, на границе палеогена и миоцена. Прогибание впадины отмечалось возникновением крупных разломов, отделивших прогиб от складчатых Карпат. Складчатые Карпаты и фундамент прогиба сложены осадками юры, мела и палеогена, а Закарпатский прогиб выполнен неогеновыми молассами.

Для исследуемой территории имеются качественные замеры температур по 35 скважинам, произведенные геофизиками с целью определения геотермического градиента, и значительное количество точечных замеров максимальным ртутным термометром. Кроме того, сотрудниками Института геофизики АН УССР Р. И. Кутасом и В. В. Гордиенко (1968) выполнены определения теплопроводности образцов горных пород и рассчитаны тепловые потоки.

Наибольшее количество замеров температур приходится на районы Свалявы, Залужской и Иршавской структур и зоны Береговских горстообразных поднятий. Общее повышение температур наблюдается в направлении осевой части прогиба. По геотермическим условиям описываемый регион можно разделить на три зоны: 1) Мукачевская впадина и зона Береговских горстообразных поднятий, 2) Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда и 3) Солотвинская впадина и Складчатая область Карпат. В Мукачевской впадине наиболее высокий геотемпературный фон. Здесь в скважинах на площадях Залуж, Иршава и Великая Добронь были зафиксированы самые высокие для За-

карпатья температуры. Так, в скв. № 1 — Залуж на глубине 2500 м температура достигала 113°C , в скв. № 1 — Великая Добронь на глубине 3200 м — 155°C .

На основе температурных замеров нами для территории Закарпатья построена схематическая геотермическая карта глубин залегания изотермической поверхности $+50^{\circ}\text{C}$ и геотермический профиль по линии с. Розовка — с. Солотвино.

Изотермическая поверхность $+50^{\circ}\text{C}$ залегает по всей территории Мукачевской впадины на глубинах до 900 м. Аномально высокие значения температурного поля отмечаются в районе сел Мукачево и Боржава, расположенных в зоне Береговских горстов, где изотермическая поверхность $+50^{\circ}\text{C}$ залегает на глубине 520—585 м. Иные геотермические условия на территории Солотвинской впадины. Изотермическая поверхность $+50^{\circ}\text{C}$ здесь расположена на глубинах 900—1200 м. Аналогичная с Солотвинской впадиной геотермическая обстановка в Складчатой области Карпат. Выгорлат-Гутинская гряда пока не охарактеризована температурными замерами, однако, учитывая общее распределение температурного поля на территории Закарпатья, можно предположить, что в этом районе изотермическая поверхность $+50^{\circ}\text{C}$ находится на глубинах 800—1100 м.

Распределение температур по разрезу тоже подчиняется определенным закономерностям. Представление о них даст геотермический профиль по линии Розовка — Солотвино. Как правило, геотермический градиент с глубиной уменьшается, лишь в районе Солотвинской впадины благодаря присутствию мощной соленосной толщи в неогене наблюдается рост геотермического градиента в меловых отложениях. Числовые значения геотермического градиента в Закарпатье, рассчитанные по данным температурных замеров в скважинах для глубин 100—500 м, меняются в широких пределах как по глубине, так и по площади. Средняя величина его для Закарпатского прогиба достигает $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Наиболее высокими значениями геотермического градиента характеризуются юго-восточная часть Мукачевской впадины (Залужская и Иршавская структуры) и центральная часть зоны Береговских горстов. На остальной территории Закарпатья величина геотермического градиента находится в пределах $2\text{—}6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Неравномерность распределения температур в Закарпатье объясняется рядом причин. Общая тенденция нарастания фоновых температур в направлении осевой части прогиба связана с увеличением мощности осадочной толщи неогена, в которой преобладают глинистые породы. Эта закономерность нарушается лишь в местах выхода соленосных отложений на поверхность (Солотвинская впадина). Низкие по сравнению с прогибом фоновые температуры в Складчатой области Карпат могут быть обусловлены более высокой степенью метаморфизации

пород и наличием области питания подземных вод. Как известно, в областях инфильтрации атмосферных осадков недра охлаждаются.

На общем фоне выделяется несколько температурных аномалий. К их числу прежде всего относится положительная температурная аномалия на Залужской площади, в формировании которой, на наш взгляд, участвует ряд факторов. Один из основных факторов — гидравлическая связь между водоносными горизонтами тортона и сармата, подтверждаемая гидрохимической и гидродинамической аномалиями. Перенос тепла глубоко залегающих водоносных комплексов тортона в вышележающие способствует повышению теплового фона. О том, что поток вод направлен вверх, говорят данные гидрохимии, согласно которым подземные воды всех водоносных горизонтов вплоть до зоны активного водообмена высокоминерализованы и имеют близкий химический состав. Важную роль в формировании температурной аномалии на Залужской площади играет и литологический состав пород неогена. Присутствие мощной соленосной толщи в тортоне, перекрываемой преимущественно глинистыми фациями сармата, способствует аккумуляции тепла в верхней (глинистой) части разреза. Это обстоятельство хорошо подтверждается изменением величины геотермического градиента, который в соленосных отложениях составляет $4,5-4,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а в глинистых — $4,5-5,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Температура в кровле тортона, представленного глинистыми осадками, над солью достигает 95°C , а за пределами структуры, в районах, где нет соли, — 70°C . В то же время в подсолевых отложениях тортона температуры, зафиксированные на структуре и за ее пределами, в общем совпадают.

Вторая, наиболее крупная положительная температурная аномалия наблюдается в районе Мужиево—Квасово—Боржава (зона Береговских горстообразных поднятий). Здесь установлен наибольший для Закарпатского прогиба геотермический градиент ($9^{\circ}\text{C}/100$). Существование этой аномалии на данном этапе можно объяснить лишь высокой степенью подвижности участка, обуславливающей появление разрывных нарушений, способствующих увеличению теплового потока из недр.

Отрицательная температурная аномалия установлена на территории Солотвинской впадины в районе Данилово-Тереблянской складки. Широкое развитие солянокупольной тектоники с частыми выходами соленосных пород на поверхность, большая мощность соленосной толщи, обладающей высокой теплопроводностью, отсутствие сарматских и относительно небольшая мощность глинистых отложений в кровле тортона являются, на наш взгляд, основными причинами образования аномалии. Об этом свидетельствуют фактические данные. Геотермический градиент на Данилово-Тереблянской складке в отложе-

ниях первого структурного этажа с глубиной уменьшается, составляя в среднем $2,5-3,0^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$, и лишь в подсолевых отложениях тортона и меловых породах фундамента прогибает и растет с глубиной до $4,0-4,5^{\circ} \text{C}/100 \text{ м}$. Следовательно, соленосная толща служит как бы своеобразным теплоотводом в этом районе.

В Закарпатье широко развиты вулканогенные образования, которые наиболее полно описаны в монографии Е. Ф. Малеева (1964). Их повсеместное распространение и значительная мощность, безусловно, играли значительную роль в изменении геотемпературного поля.

Т. М. Селецкий (1967) считает, что вулканическая деятельность сыграла основную роль в повышении геотермического фона не только в пределах распространения молассовых образований Закарпатского прогиба, но и во всей складчатой области флишевых Карпат.

С этим трудно согласиться, поскольку температурные аномалии, образовавшиеся за счет магматических влияний, существуют не бесконечно. Время их существования зависит от мощности магматических излияний и глубины их залегания.

На территории Закарпатья магматические излияния, связанные с формированием Выгорлат-Гутинской гряды и зоны Береговских горстов, носили эффузивный характер. Следовательно, основное тепло магматического тела излучалось в пространство.

Даже в том случае, если это были интрузивные тела, то и тогда связанная с ними температурная аномалия не могла бы сохраниться до настоящего времени. Нами по известной формуле Н. А. Огильви (1959) рассчитано время влияния реликтовых температур, связанных с магматическими излияниями верхнелевантинского возраста. Согласно данным Е. Ф. Малеева (1964), максимальная мощность вулканогенных образований в этот период составила 800 м. Несмотря на то, что расчеты по этой формуле дают сильно завышенные результаты, определенное нами время существования температурной аномалии, связанной с магматическими излияниями верхнего левантина, слишком мало (порядка 160 000 лет). Следовательно, температурные аномалии, обусловленные магматическими процессами, формировавшими Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду, на современное геотемпературное поле в Закарпатье, вероятно, не влияют. Что касается вулканической деятельности в Закарпатье в четвертичный период, то она не имела широкого распространения и потому не могла существенно повлиять на геотемпературное поле региона. Наряду с перечисленными факторами значительную роль в формировании температурных аномалий, в частности повышенного температурного фона в Закарпатском прогибе в целом, играют неотектонические процессы.

В Закарпатье, по данным И. Д. Гофштейна (1963), расположены два очага землетрясений интенсивностью свыше 7 баллов и около десятка очагов интенсивностью 6—7 баллов. Этот автор здесь же выявил сложную сеть разрывных нарушений, проходящих через прогиб в различных направлениях. К ней относятся зона глубинных разломов, отделяющих прогиб от Складчатых Карпат, и зона миоценовых разломов и вулканизма в районе Береговских горстов, на которую накладывается зона более молодых, плиоценовых, разломов Вышковского района.

Все выявленные положительные температурные аномалии в Закарпатье территориально совпадают с сейсмически активными зонами. Наличие серии глубинных разломов на этих участках, по всей вероятности, способствует увеличению плотности теплового потока. Это подтверждается расчетами теплового потока, произведенными Р. И. Кутасом и В. В. Гордиенко. Замеры делали в трех скважинах: на площадях Ужгород и Теребля тепловой поток составил $2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (его условно можно принять как фоновое значение), на Залужской площади тепловой поток достиг $2,49 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Следует указать, что вблизи Залужской площади расположены два эпицентра землетрясений интенсивностью выше 5 баллов.

Та же картина наблюдается в Вышковской зоне и в зоне Береговских горстов, к которым также приурочены эпицентры землетрясений интенсивностью 6—7 баллов. Рассчитанный нами тепловой поток для этого района составил $2,47 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Таким образом, на территории Закарпатья устанавливается определенная связь температурных аномалий с сейсмически активными участками, что позволяет говорить о влиянии неотектонических процессов на геотемпературный режим региона. С другой стороны, влияние реликтовых температур, связанных с образованием Выгорлат-Гутинской гряды и зоны Береговских горстов, на современное геотемпературное поле Закарпатья маловероятно.

ЛИТЕРАТУРА

Бабинец А. Е. Геотермічні особливості регіонів Української РСР. АН УРСР, 1957, доповіді.

Бабинец А. Е. Геотермические условия территории Украинской и Молдавской ССР.— В кн.: «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. I. Изд-во АН УССР, 1959.

Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.

Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Тепловое поле Радянських Карпат і сусідніх територій— Докл. АН ІРСР, 1968.

Гофштейн И. Д. Сейсмогеотектоника Закарпатья.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148.

Думанский С. Г., Кульчицкий Д. И. Закономерности температурных аномалий нефтяных и газовых месторождений Предкарпатья и Закарпатья.— Тр. УкрНИГРИ, 1965, вып. X.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод.— В кн.: «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. I, 1959.

Селецкий Т. М. Некоторые данные о термальных водах Закарпатского внутреннего прогиба.— В кн.: «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука», 1967.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И НАМАГНИЧЕННОСТЬ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОНУСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Ц. Г. АКОПЯН

(Ин-т геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР)

Территория Армянского нагорья в поздне третичное и четвертичное время была ареной мощных проявлений вулканизма. В четвертичном вулканическом цикле Армении выделяются три этапа, разобщенные значительными перерывами в эруптивной деятельности (Карапетян, 1963). Лавы нижне- и среднетчетвертичного этапов образуют более или менее спокойные формы рельефа, а лавы верхнетчетвертичного возраста, широко развитые в складчатой зоне Армении, отличаются относительно сложной формой рельефа с труднопроходимыми нагромождениями («чингилами») глыбовой лавы.

Хотя в пределах отдельных этапов четкой закономерности в изменении кислотности не наблюдается, как правило, в нижне- и среднетчетвертичное время извергались в основном андезитовые лавы. Таким образом, в четвертичный период излияния начинаются с основных лав, переходят к более кислым, после чего снова изливаются основные лавы и заканчивается цикл кислыми лавами.

Макроскопически лавы разнообразны и различаются по цвету (черные, серые, сизые, темно-сизые и кирпично-красные), различной степени раскристаллизованности, плотности. Минералогически они представлены оливиновыми и пироксеновыми разновидностями.

Многочисленными геологическими исследованиями установлено, что все проявления четвертичного вулканизма приурочены к складчатой зоне Армении — наиболее приподнятой тектонической зоне Малого Кавказа.

Излияния лав в четвертичное время носили ареально-трещинный характер и были связаны в основном с разломами. Складчатая зона Армении на всем своем протяжении с начала плиоцена и вплоть до голоцена представляет в настоящее время

цепь вулканических сводов (Арагацский, Гегамский, Варденисский, Карабахский), испытавших в плиоцене—антропогене пологие брахиантиклинальные или куполовидные вспучивания, которые местами осложнялись второстепенной складчатостью.

Для определения характера магнитного поля были выполнены специальные магнитометрические исследования в породах вулканов: Агмаган, Далик, Гутансар, Инаксар, Норадуз, Голгат, Ахлер, шлакового конуса в районе Джермук, экструзивного купола Атис и др., расположенных в центральной части Армянской ССР (рис. 1).

Исследования на упомянутых средне-верхнечетвертичных вулканических и шлаковых конусах Голгат, Инаксар, Гутансар, Далик, Агмаган, Норадуз, Джермук показали, что они характеризуются магнитными аномалиями интенсивностью от нескольких сот до нескольких тысяч гамм, причем по мере движения от подножия вулкана к его вершине интенсивность аномалий постепенно возрастает, достигая максимума на вершине конуса, а в самом кратере интенсивность поля убывает. Исключение составляет кратер вулкана Далик, где интенсивность поля Z убывает до -200 гамм.

Подмеченное закономерное изменение поля наблюдается во всех вулканических и шлаковых конусах Армянской ССР, которые относятся к средне-верхнечетвертичному возрасту.

На нижнечетвертичных вулканических конусах (Ахлер, Српидош, у с. Гезалдара и др.) наблюдается обратная картина, т. е. эти конусы характеризуются отрицательными магнитными аномалиями различной интенсивности.

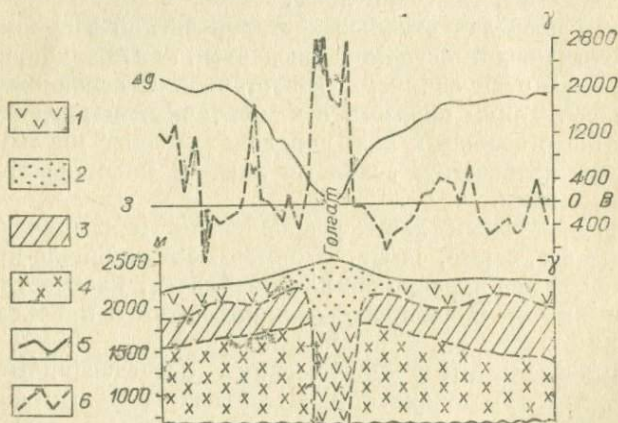


Рис. 1. Схематический геологический разрез горы Голгат.

1 — андезитово-базальты (лавы типа D), 2 — шлаковый конус — лещы, пески, 3 — вулканогенно-осадочные породы, 4 — кристаллический фундамент (эопалеозой), 5 — кривая Δg , 6 — кривая Z_a .

Все упомянутые вулканические центры средне-верхнечетвертичного возраста характеризуются, как правило, гравитационным относительным минимумом и магнитным относительным максимумом. Ниже приведены основные результаты магнитометрического изучения вулканов Норадуз, Агмаган, Далик, Гутансар, Инаксар, Голгат, Ахлер, Атис.

Вулкан Норадуз. На берегу оз. Севан у Сарыкаянского мыса, восточнее с. Норадуз, находится хорошо сохранившийся вулкан (шлаковый конус). Высота его 50 м, диаметр основания 350 м, блюдцевидный кратер глубиной 7 м (см. рис. 1).

На вершине этого вулкана аномалия достигает 1100 гамм, в кратере — 410 гамм, а у подошвы вулкана — 160 гамм, намагниченность пород, слагающих вулканы, такова:

$$\chi = 25 \cdot 10^{-4} \text{ СГС}; Q = 6,6; D = 20^\circ; J = 67^\circ; I_n = 66 \cdot 10^{-4} \text{ СГС.}$$

Вулкан Агмаган. На южном, юго-восточном окончании Гегамского хребта, южнее с. Верхний Гетапен, возвышается мощный вулкан Агмаган высотой 930 м от уровня оз. Севан, с хорошо сохранившимся кратером. Диаметр основания вулкана 3,5 км, высота 480 м, диаметр кратера 450 м, глубина кратера 45 м. В кратере имеется озеро, диаметр которого 140 м, глубина 1,5—2 м.

Агмаган — один из наиболее молодых вулканов Армении: извержения его, как и извержения вулкана Далик, происходили в верхнечетвертичное (голоценовое) время. По данным К. Н. Паффенгольца (1934), Агмаган возник на южной оконечности регионального меридионального сброса, разделяющего Большой и Малый Севан. По мнению А. Т. Асланяна (1958), Агмаган приурочен к Ани-Ордубадскому глубинному разлому.

На усеченной вершине горы интенсивность аномалии, измеренная в пяти пунктах, расположенных по окружности, составляет в среднем 2100 гамм, а в кратере на берегу озера, ниже вершины на 40 м, Z_a равна 900 гамм. Образцы, взятые с вершины горы и на склоне, характеризуются следующими магнитными показателями. Обр. 91 (вершина горы): $\chi = 21 \cdot 10^{-4} \text{ СГС}$, $I_n = 113 \cdot 10^{-4} \text{ СГС}$, $Q = 13,6$, $D = 330^\circ$, $J = 57^\circ$; обр. 92 (вершина горы): $\chi = 37 \cdot 10^{-4}$, $I_n = 88 \cdot 10^{-4}$, $Q = 6$, $D = 310^\circ$, $J = 53^\circ$; обр. 93 (склон горы): $\chi = 52 \cdot 10^{-4}$, $I_n = 151 \cdot 10^{-4}$, $Q = 7,2$, $D = 40^\circ$, $J = 65^\circ$.

Химический состав (вес. %) продуктов вулкана Агмаган следующий: SiO_2 — 58,2; Al_2O_3 — 17,16; TiO_2 — 0,48; FeO — 3,22; Fe_2O_3 — 3,57; MnO — 0,12; MgO — 3,92; CaO — 6,39; Na_2O — 3,44; K_2O — 2,32; H_2O — 0,14; п. п. п. — 0,46. (Аналитик Г. Джрбашян).

Вулканы Агмаган и Далик сложены шлаками, лапилли, песками и бомбами. По данным К. И. Карапетян (1959, 1962), Агмаган — типичный моногенный вулкан, деятельность ко-

того ограничивается небольшим промежутком времени, на что указывает тип постройки и характер извержений и, что особенно важно, однообразие состава продуктов различных фаз деятельности. Вулканы Гегамского нагорья (в частности, Агмаган) и вулкан Далик приурочены к системе локальных и неглубоких трещин, протягивающихся вдоль складчатой области Армении, и обязаны своим происхождением поднятию этого участка в неоген-четвертичное время.

Многовыходный (ареальный) характер четвертичного вулканизма Армении с несомненностью указывает на наличие системы относительно локальных трещин, которые связывали с поверхностью Земли неглубоко залегающий четвертичный магматический очаг. На одной из таких локальных трещин и находится вулкан Агмаган.

Таким образом, К. И. Карапетян, не отрицая роли глубинных разломов в вулканической деятельности (в проявлении четвертичного вулканизма Центральной Армении), приходит к заключению, что вулканы Гегамского хребта возникли в пределах развития неглубоких трещин.

Вулкан Далик. Находится в Азизбековском районе, вблизи с. Кармрашен. Диаметр основания 1750 м, диаметр кратера 550 м, глубина кратера 150 м, высота вулкана над окружностью 450 м. Вулкан представляет собою усеченный конус, сложенный шлаками, лапилли, бомбами. Лавовый покров вулкана, образовавшийся в результате неоднократных излияний, слагается из отдельных потоков, переслаивающихся с отложениями вулканического песка.

В пяти пунктах, расположенных на вершине горы по окружности, Z_a равна в среднем 2200 гамм, в самом же кратере — 200 гамм, на склонах вулкана интенсивность поля падает до 600 гамм, достигая у подножия горы 800 гамм. Образцы, взятые у подножия горы, характеризуются следующей намагниченностью. Обр. 4 (у с. Кармрашен): $\chi = 22 \cdot 10^{-4}$, $I_n = 58 \cdot 10^{-4}$, $Q = 6,6$, $D = 335^\circ$, $J = 60^\circ$; обр. 6 (у с. Малышка): $\chi = 355 \cdot 10^{-5}$, $I_n = 582 \cdot 10^{-5}$, $Q = 4,2$, $D = 305^\circ$, $J = 64^\circ$; обр. 5 (на вершине горы): $\chi = 102 \cdot 10^{-3}$, $I_n = 272 \cdot 10^{-3}$, $Q = 6,8$, $D = 2^\circ$, $J = 10^\circ$.

Химический состав продуктов вулкана Далик: SiO_2 — 58,9; Al_2O_3 — 18,43; FeO — 4,0; Fe_2O_3 — 3,23 (аналитик Г. Джрбачян).

Следует отметить, что высокая намагниченность лав вулканов Агмаган и Далик обусловлена относительно высоким процентным содержанием гематита у образцов пород, слагающих вулканические конусы.

Вулкан Гутан-сар. Находится в Разданском районе и представляет собою центр извержения верхнечетвертичных андезито-базальтовых лав. Вулкан Гутан-сар нами изучался по двум гравимагнитным профилям, пересекающим массив с севера на юг и с запада на восток. Как видно на рис. 2, вершина

горы характеризуется магнитным максимумом и гравитационным минимумом.

На западной вершине вулкана интенсивность аномалии достигает 1400 гамм, на южной — 500 гамм. В кратере интенсивность аномалии убывает и составляет в центре кратера, находящегося на 60 м ниже вершины, всего лишь 270 гамм.

Образцы лав, взятые из привершинной части вулкана, характеризуются намагничённостью $I_n = 33 \cdot 10^{-4}$ СГС, $Q = 5,0$, $D = 310^\circ$, $J = 39^\circ$.

Вулкан Инак-сар. Находится в Разданском районе, является центром извержения среднечетвертичных андезитобазальтовых лав.

На вершине вулкана интенсивность аномалии достигает 3900 гамм, на седловине — 840 гамм. По мере движения от вершины к подножию аномалия постепенно убывает, достигая у озера 100 гамм. Образцы пород, взятые с вершины, характеризуются повышенной намагничённостью. Обр. 277: $\chi = 127 \cdot 10^{-5}$, $I_n = 142 \cdot 10^{-5}$, $Q = 3$, $D = 10^\circ$, $J = 13^\circ$; обр. 275: $\chi = 55 \cdot 10^{-4}$, $I_n = 76 \cdot 10^{-4}$, $Q = 3,5$, $D = 15^\circ$, $J = 36^\circ$.

Вулкан Голгат расположен севернее массива горы Арагац, является центром извержения среднечетвертичных андезитобазальтовых лав. Рассматривая характер изменения Z_a по профилям, пересекающим гору Голгат во взаимно перпендикулярных направлениях с севера на юг и с запада на восток, можно наметить следующее. Над вершиной горы наблюдается интенсивная положительная аномалия, которая резко убывает по мере движения от вершины к ее подножию, но у подножия интенсивность снова возрастает, хотя по абсолютной величине она меньше, чем аномалия на вершине горы. На центральной части вершины наблюдается некоторое понижение поля Z_a .

В гравиметровом отношении вершина горы Голгат характеризуется гравитационным минимумом, а в крыльях значение силы тяжести возрастает. Наблюдается обратное соотношение между гравитационными и магнитными полями. Кривая Z_a является прямым отображением рельефа, а кривые Δg — обратным.

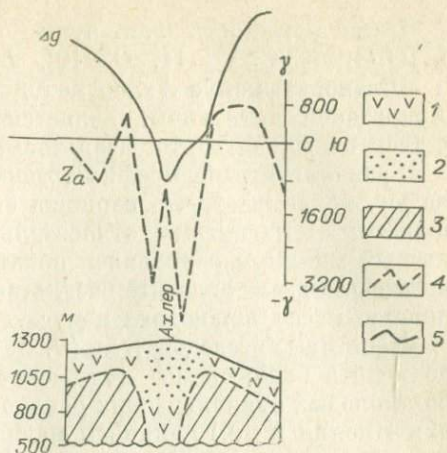


Рис. 2. Схематический геологический разрез горы Ахлер.

1 — базальты (лавы типа А, нижнечетвертичные), 2 — шлаки, пеплы, пески, 3 — вулканогенно-осадочные породы, 4 — кривая Z_a , 5 — кривая Δg .

Намагниченность лав вулкана Голгат следующая: $I_n = 100 \cdot 10^{-4}$ ГС, $Q=11$, $D=10^\circ$, $J=43^\circ$.

Шлаковый конус Ахлер находится в северо-западной части Араратской котловины, является центром излияния нижнечетвертичных андезито-базальтовых лав.

Гравимагнитный профиль, пересекающий конус с севера на юг, показывает, что вершина его характеризуется гравитационным и магнитным относительным минимумом. Этот магнитный минимум обусловлен обратным намагничиванием нижнечетвертичных андезито-базальтовых лав, составляющих основную массу шлакового конуса.

Некоторые исследователи (Р. А. Ривош, 1964, и др.) склонны объяснять наблюдаемое понижение магнитного поля в пределах молодых вулканических районов (п-ов Камчатка, Центральная Япония и др.) наличием магматических камер под вулканами и вдоль тектонически ослабленных зон. Такие периферические магматические камеры, расположенные на небольшой глубине (3—7 км), оказывают сильное тепловое воздействие на окружающие их участки земной коры, которые приобретают температуру, превышающую точку Кюри ферромагнитных минералов (500—600°) и вследствие этого теряют свою повышенную намагниченность. Под вулканом образуется парамагнитная область, включающая собственно магматический резервуар и окружающее его пространство, причем согласно расчетам Р. А. Ривоша, радиус парамагнитного пространства составляет примерно 4—5 км (при температуре лавы 1000—1100° и радиусе магматического очага 2—2,5 км).

Вулканологами Армении установлено, что моногенные вулканы питаются не непосредственно от магматических очагов, залегающих в верхней мантии земли, а от отдельных «карманов», заполненных огненной массой и снабжающих отдельные вулканические области. В заключение отметим, что резкий знакопеременный характер магнитного поля в молодых вулканических образованиях обусловлен неоднородным характером намагниченности вулканогенных толщ и резкими изменениями поверхности вулканических покровов, неравномерно подвергающихся эрозии вследствие их неоднородного петрографического состава. Указанные факторы в условиях Армении имеют место и подтверждены многолетними исследованиями автора.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Айпетрат. Ереван, 1958.

Карапетян К. И. Вулкан Агмаган.— Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1962, т. XV, № 2.

Карапетян К. И. Вулкан Далик.— Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1959, т. XII, № 4.

Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. Изд-во АН СССР, 1963.

Паффенгольд К. Н. Бассейн озера Гокча (Севап).— Тр. ВГО, 1934, вып. 219.

Ривовш Л. А., Штейнберг Г. С. Геофизическое изучение камчатских вулканов.— Геол. и геофиз., 1964, № 7.

СТРАТИФИКАЦИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НЕОГЕНА ЗАКАРПАТЬЯ В СВЕТЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

А. М. ГЛЕВАССКАЯ, Н. П. МИХАЙЛОВА

(Ин-т геофизики АН УССР)

Решение вопроса о корреляции вулканогенных образований, связанных с различными центрами извержений и разными магматическими очагами, — одна из задач палеомагнитных исследований, проводившихся Институтом геофизики АН УССР в Советском Закарпатье.

Главные объекты наших исследований — лавы и субвулканические образования Выгорлат-Гутинского хребта, принадлежащие плиоценовой андезито-базальтовой формации, а также продукты миоценового липаритового вулканизма Береговского холмогорья и изолированные вулканические постройки в Чоп-Мукачевской впадине, представленные андезитами и андезито-базальтами верхнемиоценового — плиоценового возраста (рис. 1).

Привлекая палеомагнитные данные для изучения истории неогенового вулканизма Закарпатского прогиба, мы исходили из двух физических явлений, лежащих в основе геологического приложения палеомагнитного метода.

1. Магнитное поле Земли меняется во времени: мигрируют его полюса, периодически происходят инверсии поля, когда северный и южный магнитные полюса как бы меняются местами.

2. Породы, образующиеся в геомагнитном поле, приобретают естественную остаточную намагниченность (I_n), направление которой совпадает с направлением магнитного поля этой эпохи. Наиболее точно фиксируют положение геомагнитного поля эффузивы, поскольку их естественная остаточная намагниченность возникает в процессе быстрого первоначального охлаждения в условиях земной поверхности.

Нами были получены магнитные характеристики большого числа образцов из 300 обнажений и скважин, среди которых обнаружены прямо и обратно намагниченные породы (Ми-

хайлова, Глевасская, 1967). Те и другие слагают лавовые потоки, экструзивные купола, дайки, субвулканические тела.

Прямая и обратная намагниченность установлена у андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, липаритов.

Представляло несомненный интерес изучение распределения прямо и обратно намагниченных пород в геологическом разрезе, тем более что в данном случае наиболее перспективным методом палеомагнитной стратификации мы считали выделение зон прямой и обратной геомагнитной полярности, поскольку координаты магнитных полюсов на протяжении неогена близки современным, а инверсии поля были многократными (Храмов, Шмелева, 1963).

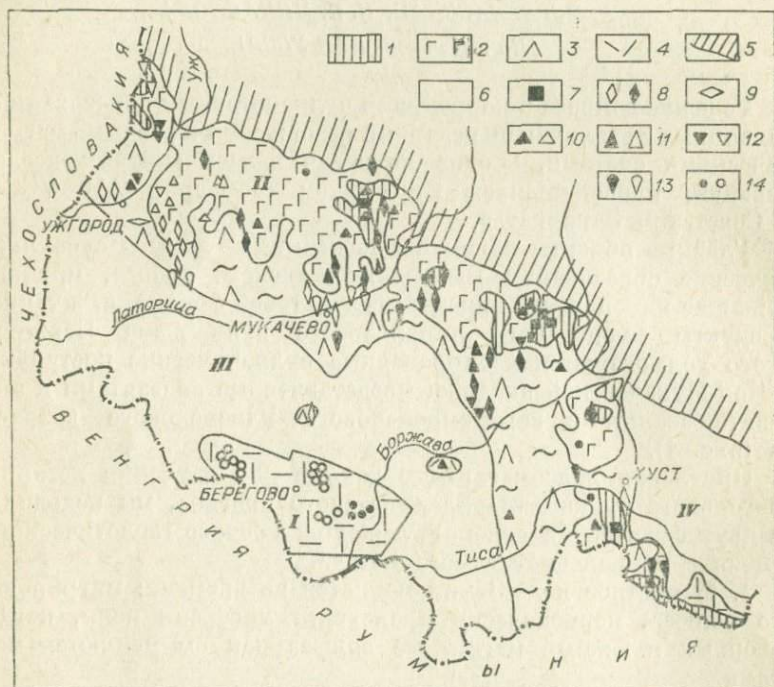


Рис. 1. Схематическая карта палеомагнитной изученности вулканического неогена Закарпатского прогиба.

I — Береговское холмгорье; II — Выгорлат-Гутинский хребт; III — Чоп-Мукачевская впадина; IV — Солотвинская впадина. Вулканические образования плиоценового возраста: 1 — посторогенного цикла (бужорская свита); 2-3 — орогенного цикла: 2 — четвертой фазы (гутинская свита); 3 — третьей фазы (мукачевская свита и ее вулканогенно-осадочные аналоги); 4 — миоценового возраста. Осадочные отложения: 5 — неогена, 6 — палеогена и мезозоя. Обнажения, изученные в палеомагнитном отношении: 7 — базальтов, 8 — двупироксеновых андезито-базальтов; 9 — гиперстенных андезито-базальтов; 10 — двупироксеновых андезитов; 11 — гиперстенных андезитов; 12 — лейкоандезитов и крупнопорфировых андезитов; 13 — дацитов и андезито-дацитов; 14 — липаритов и липарито-дацитов. Залитые значки — прямо намагниченные породы, полые — обратно намагниченные породы.

Однако прежде чем использовать данные о полярности остаточной намагниченности изученных пород в указанных выше целях, нужно было установить, является ли I_n первичной, синхронной времени становления породы, или же она приобретена впоследствии (вторична). Было выполнено комплексное лабораторное изучение (методом Телье, термомагнитной и магнитной чисткой) естественной остаточной намагниченности прямо и обратно намагниченных образцов разных обнажений.

Оказалось, что многие породы различного состава и возраста, намагниченные как прямо, так и обратно, сохранили первичную намагниченность, возникшую в процессе первоначального охлаждения (выше 600—700° С).

Носителями этой намагниченности являются чаще всего гомогенные, не претерпевшие распада титано-магнетиты, выкристаллизовавшиеся при температуре, превышающей их температуру Кюри. Очень высокая сохранность и стабильность первичной намагниченности характерна для пород, ферромагнитные компоненты которых претерпели температурное окисление, в частности, за счет экзотермического разогрева в процессе извержения. Минераграфические исследования и результаты термомагнитной сепарации не выявили существенных различий в составе и количестве ферромагнитных компонентов одноименных пород с устойчивой прямой и обратной намагниченностью.

Поэтому, учитывая результаты лабораторного изучения естественной первичной намагниченности, мы вправе сделать вывод, что прямая и обратная намагниченность изученных пород отражает направление магнитного поля эпохи их образования, а распределение прямо и обратно намагниченных пород в разрезе обусловлено чередованием эпох прямой и обратной геомагнитной полярности.

Проанализируем полученные данные о положении палеомагнитных зон в разрезе Выгорлат-Гутинского хребта.

Обратно намагниченные породы сосредоточены западнее г. Мукачево: преимущественно во внутренней предгорной полосе Выгорлат-Гутинского хребта (см. рис. 1), слагая нижние горизонты вулканогенного разреза, тогда как наиболее молодые вулканогенные породы и весь разрез восточнее г. Мукачево характеризуется прямой намагниченностью.

Принято считать, что вулканогенные образования хребта подразделяются на две свиты: гутинскую и бужорскую (Соболев, Костюк, 1955).

Нижняя, гутинская, более мощная, представлена двупироксеновыми, гиперстеновыми и лейкократовыми андезитами, андезито-базальтами и их пирокластикой с двукратным появлением в разрезе более кислых членов дифференциального ряда (дацитов, липаритов). В более молодой — бужорской — свите преобладают слабо дифференцированные андезито-базальты

и покровные оливиновые базальты. Обратнo намагниченными оказались преимущественно породы нижней части гутинской свиты. Более того, область распространения обратнo намагниченных пород в западной части хребта совпадает с той частью гутинской свиты, которую Е. Ф. Малеев (1964) выделяет как самый нижний член вулканогенного разреза хребта и фациальный аналог вулканогенно-осадочных угленосных отложений Чоп-Мукачевской впадины (ильницкой свиты) под названием мукачевской свиты. Столь четкая палеомагнитная характеристика мукачевской свиты, по-видимому, может явиться подтверждением правомерности ее выделения, по крайней мере, на западе.

Интересно проследить изменение роли обратнo намагниченных пород в строении гряды. В западной части изученного района, на правом берегу р. Уж, обратнo намагниченные породы поднимаются до абсолютных высот 1000 м на водораздел хр. Попричнo. В разрезе Анталовского вулкана они слагают всю нижнюю часть разреза вплоть до абсолютных отметок 600 м, на которых обнажены субвулканические тела обратнo намагниченных андезитов. В то же время в районе г. Мукачево обратнo намагниченными оказались только андезито-базальты Сарненского вулкана и часть куполов андезито-дацитов самой нижней части разреза, а весь разрез вулканов Сняк и Борилов Дил не имеют пород с первичной обратной термоостаточной намагниченностью.

Приведенные данные свидетельствуют о несовпадении времени первых проявлений вулканической деятельности в западной и восточной частях хребта и, по-видимому, более молодом возрасте последнего, а значит, миграции плиоценового вулканизма с северо-запада на юго-восток. Различная полярность вулканогенных образований, относимых по геологическим данным к бужорской свите (хр. Попричнo и остальная часть гряды), указывает на их неодновременное становление, точно так же как обратная намагниченность эффузивов мукачевской свиты западнее Мукачева и прямая — восточнее его. Поэтому и возраст осадочных отложений, переслаивающихся с вулканогенными породами в западной, восточной и центральной частях гряды, может оказаться несколько различным.

Палеомагнитные характеристики крупнопорфировых андезитов, которые многие геологи вслед за В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955) считали маркирующим горизонтом, разделяющим на хр. Гат продукты вулканизма гутинской и бужорской свит, знаменуют наступление новой фазы вулканизма. В то же время нашими работами установлено, что на хр. Гат и на р. Снянке эти крупнопорфировые андезиты намагничены прямо, а в бассейне р. Уж — обратнo. Следовательно, если эти породы и открывают новую фазу вулканизма, то ее наступление не было одновременным.

Выделенные прямая и обратная палеомагнитные зоны позволяют использовать палеомагнитные данные для оценки геологического возраста Выгорлат-Гутинского хребта, поскольку для плиоцена и антропогена установлено неоднократное чередование эпох прямой и обратной геомагнитной полярности, длительность которых определена методами абсолютной геохронологии.

На рис. 2 изображена палеомагнитная геологическая шкала вплоть до возраста 12 млн. лет, соответствующего примерно границе миоцена и плиоцена (Афанасьев, 1968). Особенно надежны данные за последние 4 млн. лет, соответствующие позднему плиоцену и четвертичному периоду: четыре крупные эпохи прямой и обратной полярности длительностью 0,6—0,9 млн. лет и три так называемых события, или «всплеска», продолжительностью 0,1—0,2 млн. лет. Отложения, соответствующие этим эпохам полярности, скоррелированы в планетарном масштабе на основании биостратиграфических данных и абсолютной геохронологии. При отнесении, согласно геологическим данным, гутинской свиты к левантину, т. е. акчагылу и апшерону Понто-Каспия и более молодой бужорской свиты — к верхам левантина — нижнечетвертичному времени вплоть до конца минделя (Гофштейн, 1964) с абсолютным возрастом не более 0,4 млн. лет, четко выражено несоответствие с наблюдаемой магнитной полярностью. Хорошо известно, что среднему-верхнему акчагылу и нижнему апшерону соответствует планетарная зона обратной полярности, в то время как большая часть разреза Выгорлат-Гутинского хребта имеет прямую намагниченность. Более вероятно с этой точки зрения понижение возраста бужорской и гутинской свит, по крайней мере, до второй эпохи прямой полярности Гаусса (1,25—3,35 млн. лет), а обратно намагниченной части разреза гутинской свиты до второй эпохи обратной полярности Гильберта (3,35—5 млн. лет), хотя не исключено его понижение до 8—9 млн. лет. Такой возраст в рамках среднего-верхнего плиоцена более соответствует палинологическим данным, полученным для осадочных аналогов гутинской и бужорской свит (Великовская, Рыбакова, 1967). Прямая намагниченность пород бужорской свиты ставит под сомнение правомерность ее синхронизации с проявлениями финального базальтового вулканизма Словакии, так как в бассейне р. Грон эти базальты, лежащие на первой надпойменной террасе, намагничены обратно и, вероятно, могут быть отнесены к эпохе Матуяма. Продолжительность формирования изученной части Выгорлат-Гутинского хребта, охватывающего всего две палеомагнитные зоны, вероятно, не превышает 2—2,5 млн. лет. Эти данные следует рассматривать как предварительные, поскольку не получен еще полный палеомагнитный разрез неогена Закарпатского прогиба по эффузивным и осадочным породам.

раст 8—9 млн. лет) мы отнесли андезито-базальты Дрисино предположительно среднеплиоценового возраста и не отличающиеся от них по магнитной характеристике андезито-базальты (абсолютный возраст $8,0 \pm 0,3$ млн. лет), вскрытые скважинами № 252 и 254 у северного подножия Беганьской горы (Багдасарян, Данилович, 1968). Прямо намагниченные гипабиссальные интрузии Вышковского района также ориентировочно отнесены к зонам прямой полярности в верхах сармата — низах плиоцена. Андезиты г. Шаланка, по последним данным относящиеся к алмашской свите, характеризуют зону прямой намагниченности в верхах среднего сармата. Наиболее уверенные данные получены для липаритов Береговского холмогорья, обладающих прямой и обратной полярностью намагниченности. Лабораторным изучением I_n обратно намагниченных липаритов Западно-Береговского и Косино-Заставненского районов установлена ее высокая стабильность к переменным полям и температурным воздействиям (Михайлова, Глеваская, 1967). Для прямо намагниченных липаритов горы Хаеш, среднее направление I_n которых близко направлению современного поля, доказано вторичное происхождение намагниченности, связанное с низкотемпературным распадом титаномагнетитов. У перлитовых липаритов горы Пеликан, также обладающих прямой намагниченностью, установлена высокая стабильность первичной I_n термоостаточного происхождения.

Поскольку прямо и обратно намагниченные липариты геологически отнесены к доробратовской свите нижнесарматского возраста, мы выделяем в нижнем сармате прямую и обратную палеомагнитные зоны.

Возвращаясь к пространственному распределению прямо и обратно намагниченных пород Выгорлат-Гутинского хребта, отметим, что в Ужгород-Середнянском районе уровень намагниченности всех петрографических разновидностей заметно ниже, чем в других участках. В сочетании с широким развитием в его пределах обратно намагниченных пород, роль которых к востоку заметно падает, можно, вероятно, говорить не только о возрастной, но и об очаговой обособленности большей части эффузивов этого района.

В заключение отметим, что данные о магнитной полярности в сочетании со статистическими характеристиками магнитных параметров (χ , I_n , Q) для основных петрографических разновидностей позволяют уверенно сопоставлять породы из разобщенных выходов и геологических тел в условиях слабой обнаженности (андезито-базальты бассейна рек Уж, Радванки, Горян, гиперстеновые андезиты Шелестова и Кировского карьеров, андезито-базальты с. Кленовец и р. Дрик).

В выделении и стратификации палеомагнитных зон, в их привязке к планетарной геохронологической шкале, в корреляции разобщенных вулканогенных образований, синхрони-

зации продуктов разных центров извержений мы видим наибольшие перспективы приложения палеомагнитного метода к изучению районов молодого вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении.— В кн.: «Проблемы геохимии и космохимии». М., «Наука», 1968.

Багдасарян Г. П., Давидович Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.

Великовская Е. М., Рыбакова Н. О. Средний и верхний плиоцен Закарпатского прогиба.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 1.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, «Наукова думка», 1964.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М. «Наука», 1964.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Геологический аспект палеомагнитного изучения третичных эффузивов Советского Закарпатья. Белград, 1967.

Соболев В. С., Костюк В. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Храмов А. Н., Шмелева А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли.— В кн.: «Палеомагнитные стратиграфические исследования». Гостехиздат, 1963.

Шеремета В. Г. Некоторые вопросы стратиграфии и истории геологического развития Закарпатского прогиба в плиоцене.— В кн.: «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд. Львов. ун-та, 1966.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАКАРПАТЬЯ

Т. С. ЛЕБЕДЕВ, Н. Ф. ПОЗНАНСКАЯ

(Ин-т геофизики АН УССР)

Физические свойства магматических пород Закарпатья изучались различными геофизическими организациями в связи с исследованиями геологического строения региона, а также поисками и разведкой полезных ископаемых.

Еще в 1954 г. С. И. Субботин (1955) при интерпретации геофизических данных о строении земной коры Советских Карпат впервые обобщил данные о физических параметрах горных пород Закарпатья.

Однако для выяснения природы и некоторых общих закономерностей локальных и региональных изменений физических

свойств горных пород, которые используются при интерпретации геофизических аномалий, геологическом картировании и тектоническом районировании, мы считаем целесообразным обобщить новые результаты определений плотности и магнитных свойств вулканических образований Закарпатья.

В отделе физических свойств вещества Земли Института геофизики АН УССР в 1967—1968 гг. были систематизированы (Лебедев, Познанская, 1967, 1969; Познанская, 1968) фактические данные, полученные многими исследователями для изверженных пород отдельных площадей и участков Закарпатья (табл. 1). Определение физических свойств магматических пород Выгорлат-Гутинского хребта, Береговского и Косино-Беганьского холмогорий, а также Раховского массива позволило не только указать средние значения параметров, но и, сравнивая их между собой, сделать некоторые выводы. Так подтверждено резкое отличие плотности изверженных пород и вмещающих осадочных туфогенных образований. Установлена дифференциация плотности пород в зависимости от возраста, немагнитность туфогенных пород и др.

Результаты обобщения также показали, что вулканические образования основного и среднего состава, связанные с продольными глубинными разломами, характеризуются большими значениями физических параметров, чем кислые породы. Последние были отобраны из относительно небольших тел, связанных с опережающими разломами субмеридионального направления, и представляли собой продукты дифференциации первичной магмы (Малеев, 1964).

Рассматривая предположение Л. Г. Данилович (1964) о наличии интрузивных аналогов эффузивных образований, можно заключить, что плотность и магнитная восприимчивость гранодиоритовых порфиритов мало отличаются от соответствующих параметров липаритов Выгорлат-Гутинской гряды, а диабазовые порфириты по значениям физических параметров сходны с андезитами и андезито-базальтами гутинской свиты. Это можно считать петрофизическим доказательством генетической связи эффузивных и интрузивных образований второй фазы вулканизма (паннон—плиоцен).

Сравнительно малая изученность физических свойств липаритов Береговского холмогорья, а также необходимость выделения петрофизических групп пород потребовали дальнейшего изучения образцов специально отобранной коллекции.

Плотность, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность магматических пород Закарпатья определялись нами по стандартным методикам (Дортман, Озерская, 1962). Проведенная затем обработка результатов измерений методами математической статистики позволила более точно определить средние значения физических параметров отдельных петрогра-

Таблица 1

Статистические коэффициенты распределений физических параметров изверженных пород Выгорлат-Гутинской гряды

Порода	Физиче- ские пара- метры	Среднее значение	Модаль- ное зна- чение	Стандарт	Асимметрия	Экссесс	Кoeffи- циент ва- риации	Колич. образцов
		$\bar{\sigma}, \bar{I}g \times$	$Mo_{\sigma}, Mo_{I}g$	$S_{\sigma}, S_{I}g \times$	$S_{k_{\sigma}}, S_{k_{I}g \times}$	$E_{\sigma}, E_{I}g \times$	$V_{\sigma}, V_{I}g \times$	n
Андезиты-базальты бужорские	σ	2,61±0,01	2,63	0,04<0,06<0,11	-0,73±0,18	1,13±0,36	2,3	182
	$Ig \times$	2,23±0,08	132	0,22<0,32<0,58	-0,81±0,32	1,4 ±0,64	14,3	58
гутинские	σ	2,59±0,01	2,62	0,03<0,05<0,12	-0,19±0,19	-0,48±0,38	1,9	165
	$Ig \times$	2,63±0,03	490	0,09<0,15<0,44	-1,4±0,23	3,2±0,46	4,0	116
Андезиты бужорские	σ	2,69±0,01	2,69	0,03<0,04<0,09	-0,14±0,29	0,83±0,58	1,5	69
	$Ig \times$	2,88±0,05	661	0,13<0,21<0,47	-0,21±0,33	-0,68±0,66	7,3	54
гутинские	σ	2,58±0,01	2,62	0,04<0,06<0,14	-0,51±0,24	-0,87±0,48	2,3	100
	$Ig \times$	2,98±0,04	1175	0,13<0,20<0,47	-0,97±0,24	1,6 ±0,48	7,0	102
Дацииты	σ	2,35±0,01	2,36	0,03<0,05<0,10	0,26±0,28	0,26±0,56	2,1	77
	$Ig \times$	2,92±0,03	851	0,09<0,14<0,40	-0,22±0,28	-0,15±0,56	4,8	76
Туфы андезитов	σ	2,69±0,01	2,69	0,03<0,05<0,12	-0,05±0,34	-0,26±0,68	1,8	53
	$Ig \times$	3,18±0,05	1990	0,12<0,19<0,45	-0,92±0,32	-0,1±0,64	6,0	60
Гранодиорит-порфиры	σ	2,57±0,01	2,58	0,02<0,04<0,12	-0,33±0,28	0,15±0,56	1,5	75
	$Ig \times$	3,06±0,03	1202	0,10<0,15<0,36	-0,31±0,27	-0,16±0,54	4,0	81

Примечание. σ — плотность (г/см³); $\times 10^{-4}$ CISM — магнитная восприимчивость.

фических разностей вулканических образований, установить законы их распределений, сравнить их между собой и т. д.

Распределения физических параметров пород отдельных литолого-петрографических разностей, полученные нами, показаны в виде гистограмм (рис.). Вычислив центральные моменты по формулам, известным в математической статистике (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959), удалось определить среднее и модальное значения параметров: стандарт, асимметрию, эксцесс, вариацию распределений (табл. 2). Причем средние значения физических параметров образцов вулканических образований могут быть непосредственно использованы при изучении природы физических полей. Остальные величины необходимы для выяснения характера распределений и установления соответствующих закономерностей.

Гипотеза о нормальном законе распределения проверялась нами по трем критериям.

1. Равенству нулю асимметрии и эксцесса.

2. Равенству нулю коэффициентов Линдеберга.

Оба условия выполняются, если значение статистической величины не больше утроенной ошибки.

3. Критерий Колмогорова о случайном расхождении эмпирического и теоретического распределений должен соответствовать вероятности 0,05.

Гипотеза о согласованности эмпирического распределения с

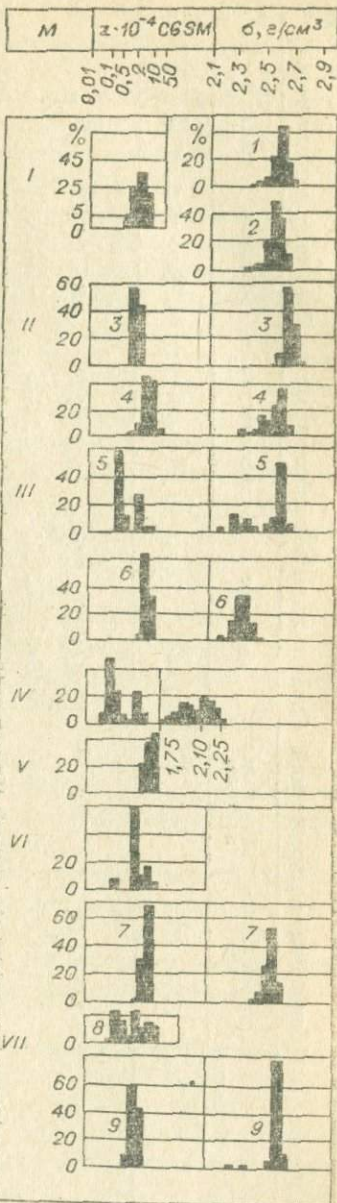


Рис. Гистограммы плотности ($\sigma, \text{г/см}^3$) и магнитной восприимчивости ($\chi \cdot 10^{-4}$ CGSM) изверженных и пирокластических пород Закарпатья.

I — андезито-базальты бужорские (1) и гутинские (2), II — андезиты бужорские (3) и гутинские (4), III — дациты (5) и дациты выветрелые (6), IV — липариты, V — туфы и туфобрекчии, VI — диабазы, VII — грандиорит-порфиры (7), диабазовые порфиры (8) и меланократовые диабазовые порфиры (9).

Статистические коэффициенты распределений физических параметров лпаритов Берегового холмогорья

Место отбора (горы)	Физичес- кие пара- метры	Среднее значе- ние	Модальное значение	Стандарт	Асимметрия	Экссесс	Кoeffи- циент ва- риации	Колич. образ- цов
		$\bar{\sigma}, \overline{\lg \kappa}, \lg I_n$	$Mo_{\sigma}, Mo_{\lg \kappa}, Mo_{\lg I_n}$	$S_{\sigma}, S_{\lg \kappa}, S_{\lg I_n}$	$Sk_{\sigma}, Sk_{\lg \kappa}, Sk_{\lg I_n}$	$E_{\sigma}, E_{\lg \kappa}, E_{\lg I_n}$	$V_{\sigma}, V_{\lg \kappa}, V_{\lg I_n}$	n
Хаеш	σ	2,28±0,02	2,27	0,04<0,07<0,20	0,15±0,28	-0,46±0,56	3	76
	$\lg \kappa$	2,41±0,05	2,08	0,16<0,23<0,41	1,45±0,25	3,55±0,50	11	98
	$\lg I_n$	2,16±0,04	2,15	0,12<0,19<0,55	-0,53±0,25	1,25±0,50	9	98
Ардов	σ	2,14±0,03	2,17	0,07<0,11<0,26	1,06±0,36	0,57±0,72	5	48
	$\lg \kappa$	1,97±0,08	2,09	0,28<0,39<0,54	0,35±0,25	-0,18±0,50	20	94
	$\lg I_n$	3,17±0,09	3,51	0,29<0,44<0,92	-0,21±0,25	-1,14±0,50	14	96
Шарок	σ	2,04±0,05	2,06	0,15<0,20<0,32	0,80±0,29	1,55±0,58	10	73
	$\lg \kappa$	1,34±0,05	1,17	0,14<0,22<0,52	0,73±0,27	-0,13±0,54	16	84
	$\lg I_n$	2,09±0,06	1,94	0,23<0,34<0,65	-0,38±0,24	0,10±0,48	16	106
Чепки	σ	2,00±0,05	2,15	0,10<0,14<0,27	0,08±0,40	-1,98±0,80	7	32
	$\lg \kappa$	1,54±0,08	1,60	0,17<0,26<0,54	-0,003±0,36	-0,79±0,72	17	47
	$\lg I_n$	2,29±0,1	2,21	0,21<0,33<0,79	-0,33±0,21	-1,11±0,42	14	47

Примечание. σ — плотность, г/см³; $\kappa \cdot 10^{-8}$ CISM — магнитная восприимчивость; $I_n \cdot 10^{-8}$ CISM — остаточная намагниченность.

логнормальным законом равносильна гипотезе о нормальном распределении логарифмов величин. Следовательно, логнормальный закон распределения устанавливался по указанной выше методике.

С помощью таких математических моделей нами доказан нормальный закон распределения плотности магматических пород Закарпатья, так как при этом соблюдаются все требования, соответствующие нормальным распределениям.

Следует отметить, что несмотря на нормальный закон, общий для всех распределений плотностей вулканических пород, наблюдаются и некоторые отличия статистических характеристик. В частности, асимметрия распределений плотности пород Выгорлат-Гутинской гряды отрицательная, а липаритов Береговского холмогорья — положительная. Доверительные интервалы средних величин и стандартов в распределениях плотности липаритов намного шире. Значения стандартов отклонений, асимметрии и эксцесса больше, чем для соответствующих распределений изверженных пород Выгорлат-Гутинской гряды. Возможно, такое различие значений плотности и статистических коэффициентов ее распределения для вулканических образований связано с тем, что они относятся к разным этапам верхнетретичного магматизма.

Это предположение подтверждается также значениями магнитной восприимчивости магматических пород. Липариты Береговского холмогорья слабомагнитны, в то время как породы Выгорлат-Гутинской гряды, относящиеся к последующему этапу магматизма, более магнитны.

Как и для плотности, отмечается большая ширина доверительных интервалов средних и стандартов распределений логарифмов значений магнитной восприимчивости липаритов, а также различные знаки их асимметрии.

Распределения магнитных параметров магматических пород в соответствии с вычисленными нами критериями подчиняются главным образом логнормальному закону. Такой характер распределений можно объяснить тем, что значения магнитных параметров зависят в основном от содержания железа в темноцветных минералах.

Вычислив статистические характеристики и установив закономерности распределения физических параметров пород, мы получили возможность выделить и сравнить между собой отдельные петрофизические группы. Сопоставление проводилось для нормальных и логнормальных распределений с помощью сравнения средних значений и дисперсий. В остальных случаях оказалось возможным дать лишь приближенную оценку по вычисленным значениям доверительных интервалов средних и стандартов.

Анализируя таким образом распределение физических параметров андезито-базальтов бужорской и гутинской свит,

удалось показать, что плотность их одинакова. Магнитная восприимчивость бужорских андезито-базальтов несколько ниже гутинских. Для андезитов плотность различается. Значения магнитной восприимчивости пород обеих свит одинаковы.

В связи со слабой изученностью физических свойств липаритов Береговского холмогорья (см. табл. 1, 2), нами исследованы липариты, отобранные из четырех куполов, три из которых расположены в северо-западной части холмогорья (горы Ардов, Чепки и Шарок), а один — на юго-востоке (гора Хаеш). При сравнении распределений физических параметров этих пород можно заключить, что липариты куполов гор Шарок и Чепки идентичны. Липариты из примыкающего купола горы Ардов отличаются повышенной плотностью и наиболее высокими значениями остаточной намагниченности. Следовательно, можно сделать вывод о слиянии липаритовых куполов гор Чепки и Шарок, что подтверждает предположение М. Ю. Фишкина (1954).

Липариты горы Хаеш характеризуются наибольшей плотностью и слабой магнитностью. Возможно, что различие физических свойств образцов, отобранных из отдельных липаритовых тел, связано с особенностями их образования в полосе глубоких разломов, пересекающих Чоп-Береговскую зону. Так, липариты, отобранные к востоку от разлома, менее плотные и слабомагнитные по сравнению с породами западной части.

Применяя известный в математической статистике метод корреляционного анализа (Романовский, 1947; Шаранов, 1965), можно определить схоластические взаимосвязи между физическими параметрами магматических пород Закарпатья. Рассчитанные уравнения регрессий имеют линейный характер для зависимости магнитной восприимчивости κ от плотности σ (табл. 3). Так, для липаритов четырех куполов Береговского холмогорья получена зависимость:

$$\kappa = 195\sigma - 330.$$

Для основных пород Выгорлат-Гутинской гряды эта же зависимость, вычисленная по осредненным данным, более выражена:

$$\kappa = 1470\sigma - 3546.$$

Зависимость остаточной намагниченности от плотности липаритов выражается уравнением, подобным регрессии магнитной восприимчивости от плотности:

$$I_n = 181\sigma - 252.$$

Зависимости остаточной намагниченности от магнитной восприимчивости липаритов имеют вид показательной функции. Причем для более магнитных липаритов купола горы Ардов

Стохастические связи физических параметров магматических пород Закарпатья

Место отбора, порода	Пределы изменения параметров			Характер корреляционной связи		Колич. образцов	Уравнение регрессии
	σ	κ	I_n	r	σ_r	n	
Береговское холмогорье липариты	1,90—2,39	2—505		0,5	0,06	172	$\kappa = 195\sigma - 330$ $I_n = 181\sigma - 252$ $I_n = 60\kappa^{0,38}$
	1,90—2,39		23—9350	0,33	0,08	130	
		2—505	23—9350	0,38	0,05	322	
Гора Ардов липариты		9—105	175—9350	0,45	0,08	89	$I_n = 126\kappa^{0,56}$
Выгорлат-Гутинская гряда основные породы	2,50—2,71	175—688		0,8	0,08	1352	$\kappa = 1470\sigma - 3546$

Примечание. σ — плотность, г/см³; $\kappa \cdot 10^{-3}$ CISM — магнитная восприимчивость; $I_n \cdot 10^{-6}$ CISM — остаточная намагниченность; σ_r — ошибка.

величина свободного члена больше ($I_n = 126 \times 10^{0,56}$), чем для ливаритов всех изученных куполов ($I_n = 12 \times 10^{0,48}$).

Предлагаемые формулы достоверны (с вероятностью более 0,99), так как удовлетворяют соответствующему статистическому критерию величины коэффициента корреляции $r > 3\sigma_r$ (Романовский, 1947; Шапатов, 1965).

Полученные зависимости не могут быть объяснены случайным совпадением исходных данных и вполне пригодны для дальнейшего использования.

Таким образом, для решения целого ряда задач, имеющих теоретическое и практическое значение в вулканологии, необходимо применение методов математической статистики.

ЛИТЕРАТУРА

Д а н и л о в и ч Л. Г. Неогеновые вулcano-плутонические формации Закарпатья.— В кн.: «Проблемы вулканизма», Дальневосточное книзд-во, 1964.

Д о р т м а н Н. Б., О з е р с к а я М. Л. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1962.

Л е б е д е в Т. С., П о з н а н с к а я Н. Ф. Физические свойства некоторых магматических пород Закарпатья.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 21. Киев, «Наукова думка», 1967.

Л е б е д е в Т. С., П о з н а н с к а я Н. Ф. Стохастические зависимости некоторых физических параметров эффузивных пород Закарпатья.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 24. Киев, «Наукова думка», 1969.

М а л е е в Е. Ф. О зависимости состава вулканических образований от ориентировки разломов в Советских Карпатах.— В кн.: «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.

П о з н а н с к а я Н. Ф. Использование математической статистики при изучении физических свойств магматических образований Закарпатья.— Матер. II и III науч.-техн. конф. молодых геофизиков Украины, вып. 4. Киев, «Наукова думка», 1968.

Р о м а н о в с к и й В. И. Применение математической статистики в опытно-деловом деле. ОГИЗ, 1947.

С м и р н о в Н. В., Д у н и ц - Б а р к о в с к и й И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.

С у б б о т н и С. И. Строение глубинной зоны Советских Карпат по данным геофизических исследований. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Ф и ш к и н М. Ю. О ливаритовых куполах Береговского района Закарпатской области.— Бюлл. Камчатской вулканол. станции, вып. 32. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Ш а р а п о в И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

А. И. МАМЕДОВ
(Ин-т геологии АН АзССР)

В истории геологического развития центральной части Малого Кавказа и в его геологическом строении особая роль принадлежит магматическим процессам, интенсивно проявленным в различные геологические периоды (от средней юры до антропогена включительно). Магматизм обусловил возникновение самых разнообразных вулканических образований. Максимального развития вулканическая деятельность достигла в период наибольших прогибаний Севано-Карабахской и Мисхано-Кафанской зон.

Богатый фактический материал дает основание наметить закономерности развития магматических процессов и рассмотреть причины разнообразного состава пород вулканических формаций и направление в развитии магмообразования. Анализ и обобщение фактического материала позволили наметить в этой области три тектоно-магматических цикла (А. И. Мамедов, 1964): 1) раннеальпийский (юра); 2) среднеальпийский (мел — палеоген); 3) позднеальпийский (неоген — антропоген).

Среднеальпийский цикл представлен тремя этапами вулканизма: сенонским (сантон), среднеэоценовым, верхнеэоцен-олигоценным; позднеальпийский цикл двумя: миоплиоценовым, верхнеплиоцен-антропогеновым (см. таблицу).

В раннеальпийский цикл вулканический процесс развивается в основном в подводных условиях. Для этого цикла характерны кератофировые, кварц-кератофировые формации средней юры, обнажающиеся вдоль осевых полос положительных структур. Интрузивный магматизм в резко подчиненном значении выражен мелкими лассолитами и пластовыми интрузивами, представленными диабазами, габбро-диабазами, диорит-диабазами и т. д. Для этих пород в некоторой степени характерна альбитизация полевого шпата и обильная хлоритизация основной массы.

В начальных этапах среднеальпийского цикла в связи с интенсивным погружением зон происходит раскол в их стыках и излияние основных средних лав в морских условиях. Извержение лав сосредоточивалось в основном в центральных частях прогибов и носило преимущественно трещинный характер. Элементы центрального излияния встречаются в виде субвулканов диабазовых и диоритовых порфиритов (в бассейне р. Тутхун) и выхода долеритов, которые находятся в тесной связи с вулканическими продуктами. Временами сантонский вулканизм про-

Схема тектоно-магматической деятельности и связанного с ней оруденения центральной части Малого Кавказа

Металлогетический цикл	Этап развития	Тектонический режим	Характер и продукты магматической деятельности		Полезные ископаемые
			эффузивный	интрузивный	
Раннеальпийский (юра)	Юра	Геосинклинальный	Кварцевые плагиопорфиры, кварцевые кератофиры и основные порфириты	Малые интрузивы диабазового состава	Медь, возможно золото
Среднеальпийский (мел-палеоген)	I. Сенон (сантон)	Геосинклинальный	Порфириты основного состава и пирокластиты, преимущественно трещинного типа	Плагиограниты, кварцевые диориты, габброиды и ультраосновные	Хромиты, проявления никеля
			Эксплозивного и трещинного типа извержения с образованием пирокластитов в лавовых покровах андезито-базальтового и андезитового состава	Внедрение близповерхностных габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов	
	II. Средний эоцен	Добатолитовый	Интрузивы основного кислого состава (Шальва-Лачинский и группа Тутхунских интрузивов)	Золото-сурьма, серный колчедан	

Позднеальпийский (неоген—антропоген)	III. Верхний эоцен — олигоцен	Батолитовый	Трещинного типа вулканические извержения, лаво-широкластические образования и субвулканические тела среднекислого состава	Внедрение интрузивов главным образом гранитоидного состава (Далидагский)	Молибденовое полиметаллическое, вольфрамовое оруденение
	IV. Миоцен	Складчатость			Возможно, золото и редкие элементы
	V. Нижний и средний плиоцен	Завершенная складчатость	Вулканические извержения главным образом трещинного типа с образованием лавовых покровов, пирокластолитов и субвулканических тел андезито-дацитового, дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава	Внедрение вулкано-плутонических образований — гранодиорит-порфиорового, гранит-аплитового состава и диоритовых порфиритов	Золоторудное, ртутное, алунитовое оруденения
	VI. Верхний плиоцен — плейстоцен		Вулканические извержения преимущественно центрального типа с образованием липарито-обсидиановых экструзивных куполов		Обсидианы и перлиты
	VII. Плейстоцен и голоцен		Вулканическая деятельность трещинного и центрального типа, с появлением лавовых потоков и покровов андезитового и андезито-базальтового состава		Вулканические шлаки и пемзы

являл эксплозивный характер, на что указывает накопление большого количества пирокластических материалов. Мощный вулканический процесс сопровождался интрузивным магматизмом.

По глубоководному разлому внедрялись ультраосновные и позже—основные интрузивы. В гипербазитовой формации наблюдается постепенный переход в дунит—перидотит—пироксенит до габбрового ряда. Для пород этой формации характерна сильная постмагматическая серпентинизация. Нижнесенонский вулканизм завершается внедрением интрузивов гранодиоритового состава, габбро-плагиогранитовой формации геосинклинальной стадии развития этой подвижной зоны.

Для развития магматизма данной зоны огромное значение имел третичный магматический процесс. На протяжении палеогена и неогена синклиальная и антиклиальная тенденция сменялась, изливались лавы различного состава и из различных структурных этажей.

В палеогеновом этапе среднеальпийского цикла намечаются три стадии: среднеэоценовая, верхнеэоценовая, верхнеэоцено-нижнемиоценовая. Интенсивное погружение области в конце среднего эоцена привело к последующей вспышке вулканической деятельности в подводных условиях. Вулканические извержения сосредоточились в наиболее прогнутой части прогибов и лишь частично в бортовых частях. Вулканическая деятельность достигла кульминации во второй половине среднего эоцена. Деятельность вулканов была многофазной. Вулканический процесс в течение всего этого периода сопровождался эксплозивными явлениями, на что указывает накопление пирокластического материала. В основном извержение происходило по трещинам; в некоторых местах носило центральный характер.

В связи с поднятием зон на ранних этапах верхнего эоцена в наземных условиях происходит внедрение интрузивных образований в такой последовательности: габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты и др., мелкие тела гранитоидов: диорит-порфириты, сиенит-диорит-порфириты и др. Между эффузивными и интрузивными образованиями этой группы существует тесная пространственная связь. Интрузивные комплексы многофазные с отчетливыми контактами между дериватами последовательных фаз внедрения.

В верхний эоцен — олигоцен в этой зоне начинается складчатость. К позднему этапу складчатости приурочивается Далидагский гранитоидный интрузив. Последние два этапа (верхний миоцен — нижнеплиоценовый и верхний плиоцен—антропогеновый) характеризуются проявлением «орогенного» вулканизма. Как отмечал Э. Ш. Шихалибейли (1966), к началу верх-

несарматского века область терпит новое дифференцированное погружение, в результате чего происходит оживление ранее заложённых палеогеновых разломов и одновременно возникновение новых. Эти тектонические движения способствуют возобновлению вулканических явлений главным образом трещинного и частично центрального типа. В этот период в основном изливались среднекислые и кислые (андезито- и липарито-дацитовые) и внедрялись субвулканические интрузивы диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и гранит-порфиритов.

В нижнеплиоценовое время в связи с общим поднятием зоны исключительно в наземных условиях начинается вулканический процесс огромной силы. Ореолы распространения миоплиоценовых и палеогеновых эффузивов совпадают. Вулканизм этого периода приурочен к глубинному разлому в придолинной части р. Тертер.

Извержение вулканических продуктов имело трещинный и центральный характер. Наиболее кислые продукты извержения этого этапа связаны с магмой коры. Они представлены покровными излияниями липарито-дацитов, липаритов и выбросами пирокластического материала того же состава.

Последний этап (верхний плиоцен-антропогеновый вулканизм позднеальпийского цикла во времени совпадает с новой вспышкой вулканов с региональной пенепленизацией Малого Кавказа. Верхнеплиоценовый вулканизм, резко сокращаясь в пространстве, локализуется в зоне Карабахского нагорья. Продукты его отличаются ультракислым составом и представлены трахилипаритовыми экструзивами и линзами стекловатых пород. Химический состав продуктов кайнозойского вулканизма этой области по щелочности и железистости соответствует известково-щелочной формации.

Продукты вулканизма данного состава в верхний плиоцен—нижнечетвертичное время выявлены не только в центральной части Малого Кавказа, а также в других зонах его.

Магматический процесс рассматриваемой области завершается голоценовой стадией эффузивного вулканизма, характеризующейся излияниями главным образом подкоровой магмы покровных андезито-базальтов трещинного и центрального типов, сопровождающихся эксплозивными явлениями. Извержение лав происходило в несколько фаз, не обнаруживающих признаков унаследованности от предыдущих этапов. Данное обстоятельство позволяет предположить, что глубинные очаги кислых магм на Кавказе были полностью израсходованы в верхний плиоцен—нижнечетвертичное время. Излияние ультракислой магмы липарито-обсидианового состава в это время является, кроме Кавказа, также в областях, расположенных между параллелями 30—50° с. ш. и на Тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки, претерпевших позднеальпийскую складчатость.

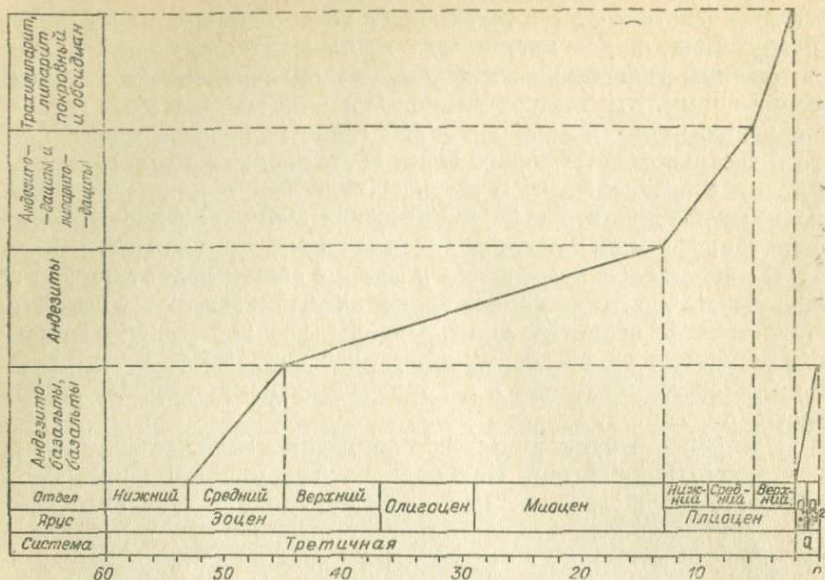


Схема цикличности молодого вулканизма в областях, претерпевших средне-позднеальпийскую складчатость, на примере центральной части Малого Кавказа.

Подтверждением этого вывода является широкое развитие в этих областях кислых стекловатых вулканических пород данного возраста.

Просмотр существующих химических анализов палеовулканов показывает, что вулканические продукты плиоценового времени отличаются кислым составом, в то время как породы антропогенного вулканизма имеют основной состав.

Химические анализы продуктов действующих вулканов показывают, что крайне кислый дифференциат является продуктом расщепления основной магмы и имеет дацитовый состав.

Учитывая это, можно предположить, что конечные продукты деятельности этих вулканов с течением геологического времени должны быть ультракислого липарит-обсидианового состава.

Таким образом, на основании фактического материала в областях, претерпевших средне- и позднеальпийскую складчатость, устанавливается цикличность в проявлении молодого вулканизма: вулканические продукты кайнозойской эры в среднем эоцене имеют основной, в верхнем эоцене — олигоцене, миоплиоцене, нижнем и среднем плиоцене — среднекислый, в верхнем плиоцене — ультракислый, а в антропогене — снова основной состав (см. рисунок).

ЛИТЕРАТУРА

Аллахвердиев Г. И. Новые данные о геологическом строении восточного склона Восточно-Севанского хребта в верховьях р. Тертер.— Изв. АН АзССР, 1964, № 2.

Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К стратиграфии палеогена верховьев рек Акера и Тертер и смежной части бассейна оз. Севан. Изд-во АН АзССР, 1950, № 3.

Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер (Курортный район Истису). Изд-во АН АзССР, 1955.

Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты и обсидианы. Изд-во АН АзССР, 1961.

Мамедов А. И. О кайнозойском магматизме на Малом Кавказе на примере Севано-Акеринской зоны. Проблемы вулканизма.— Матер. II Всес. вулканол. совещ., Изд-во АН СССР, 1964.

Мамедов А. И. Плиоценовый эффузивный вулканизм Севано-Акеринской зоны и роль его в образовании полезных ископаемых. Палео-вулканические реконструкции лавы и руды древних вулканов.— Тр. лабор. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964.

Паффенгольц К. Н. Краткий геологический очерк бассейна р. Тертер.— Тр. Всес. геол.-развед. ин-та, 1934.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Айрапет, 1959.

Соловкин А. Н. Интрузивы верховьев рек Тертера и Акеры в АзССР.— Изв. АзФАНН, 1939, № 3.

Сулейманов С. М. О роли глубинной тектоники в формировании магматических масс в центральной и северо-восточной частях Малого Кавказа.— Уч. зап. АГУ, 1956, № 9.

Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1949, т. 67, № 4.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2. АН АзССР, 1966.

ПЕТРОЛОГИЯ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРОДУКТОВ НОВЕЙШЕГО КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЯНСКОЙ ССР

С. Г. КАРАПЕТЯН

(ИГН АН АрмССР)

Новейшие (верхнеплиоцен-нижнечетвертичные) кислые вулканы Армянской ССР связаны с позднеорогенной стадией геотектонического развития складчатой зоны. Последняя в системе альпийской Средиземноморской геосинклинали составляет небольшую часть обширного Армянского вулканического нагорья. В пределах указанной зоны кислые вулканы приурочены к локальным вулканоструктурным подзонам (Арагацкой, Гегамской, Сюникской), составляющим единую цепь вулканических

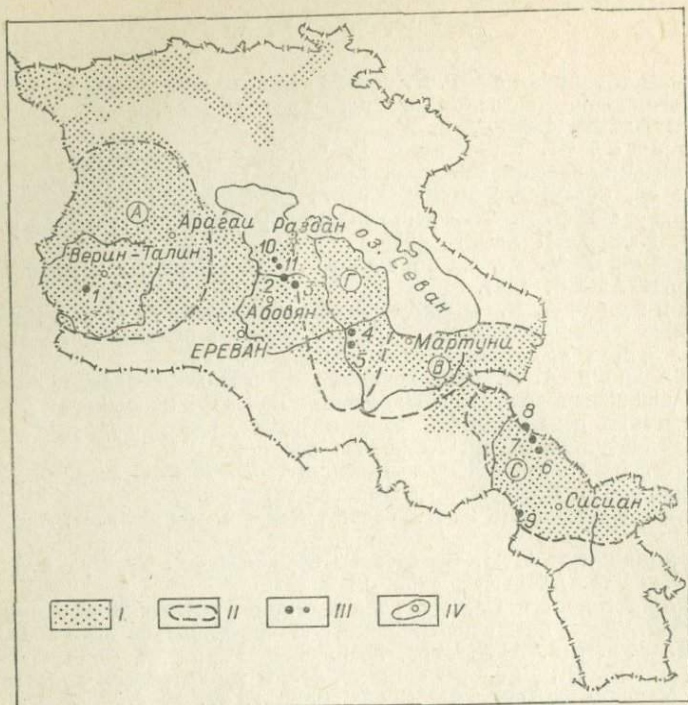


Рис. 1 Схема размещения новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР.

I — районы распространения продуктов новейшего вулканизма Армянской ССР. II — вулкано-структурные подзоны (буквы в кружках): А — Арагацкая, В — Варденисская, Г — Гегамская, С — Сюникская; III — центры извержений новейших липарит-дацитовых вулканитов: 1 — комплекс Артени, вулканы: 2 — Гутансар, 3 — Атис, 4 — Спитаксар, 5 — Гехасар, 6 — Базеник, 7 — Мец Сатанакар, 8 — Покр Сатанакар, 9 — Барцратумб. Небольшие центры: 10 — вулкан Алапарс, 11 — вулкан Фонтан. IV — границы административных районов с районцентрами.

проявлений, протягивающихся по территории республики с северо-запада на юго-восток на 250—300 км (рис. 1).

Центры извержений кислых вулканитов представлены хорошо выраженными в рельефе крупными куполовидными вулканическими сооружениями — Артени, Ати, Гутансар, Спитаксар, Гехасар, Мец и Покр Сатанакар (Бол. и Мал. Деве-гезю), Барцратумб и более мелкими — Фонтан, Алапарс (Карпетян, 1964, 1966, 1968).

В строении этих вулканов хорошо сохранились различные фации пород: экструзивная, эффузивная, эксплозивная и переходные между ними. Экструзивная фация представлена небольшими куполами, некками, дайками и трещинными телами. В эффузивной фации наблюдаются как чисто лавовые, так и агломератовые потоки, а в эксплозивной — преимущественно рыхлые отложения (тефра по Тораринссону), а также туфы и туфобрекчии.

Петрологические особенности

Новейшие кислые вулканы подразделяются на две группы — липаритовую и липарито-дацит-дацитовую, которые довольно четко разграничиваются перерывом в деятельности вулканов, обликом и петрографическими особенностями пород.

Породы липаритовой группы, извергшиеся в начальные фазы деятельности указанных вулканов, по структурно-текстурным особенностям подразделяются на две разновидности: раскристаллизованные (липариты) и вулканические стекла (обсидианы, перлиты и пемзы).

Среди собственно липаритов по преобладанию полосчатых участков в них с той или иной степенью кристалличности выделяются фельзитовые, сферолитовые и гялиновые структурные разности. По текстурным особенностям среди вулканических стекол наиболее разнообразны обсидианы, в которых выделяются однородные, полосчатые и брекчиевидные разности. Полосчатость в них обусловлена чередованием черного и бурого или плотного и пористого, или же аморфного и раскристаллизованного стекол.

Породы дацитовой ветви представлены главным образом флюидальными лавами и частично лавобрекчиями, сформировавшимися преимущественно в конечные фазы деятельности вулканов. Ими сложена большая часть вулканических построек Атиса и Гутансара. Внешне от липаритов они отличаются буроватым, буровато-серым цветом и более ярко выраженной полосчатостью. Для них характерно наличие на поверхности потоков матовой стекловатой корки и таких же пропластков внутри тела.

Встречаются две разновидности этой группы пород: порфиновые (Гутансар, Артени) и афировые (Атис, Гехасар). Среди порфировых липарито-дацит-дацитов по преобладанию в них вкрапленников базальтической роговой обманки выделяются роговообманковые разности. По своим петрографическим особенностям они сходны с соответствующими дацитовыми лавами вулканов Эльбрус (Кавказ), Шивелуч (Камчатка) и с некоторыми роговообманковыми лавами Закарпатья (Д. С. Белякин, 1938; А. А. Меньшов, 1946; В. С. Соболев, В. П. Костюк и др., 1955).

В обеих группах пород — липаритовой и дацитовой — встречается, в общем, одинаковая ассоциация минералов-вкрапленников, но в разных количественных соотношениях. Они представлены плагиоклазом, кварцем, реже санидином, анортотом, биотитом, роговой обманкой, реже моноклинным и ромбическим пироксеном. Количество вкрапленников колеблется в пределах 0,4—4,2%. В нормативном составе некоторых липаритовых пород (Ниггли, 1936; Иванов, 1962) калийные минералы составляют до 91—97% ее объема (см. таблицу). Из них в липаритовых разностях в среднем на долю кварца приходится

Нормативно-минеральный состав некоторых липарит-липарито-дацитовых пород, пересчитанных по методам П. Ниггли (Н) и Р. Иванова (И)

Минерал	№ образца															
	304		157		3		1423		1085		194		734		1441	
	Н	И	Н	И	Н	И	Н	И	Н	И	Н	И	Н	И	Н	И
Кварц	24,2	23,57	24,7	22,36	30,0	30,25	35,5	35,68	33,1	32,75	19,6	18,42	24,6	21,98	25,4	24,03
Ортоклаз	21,3	27,25	23,1	27,10	27,1	26,65	20,7	20,75	27,4	28,40	12,3	16,70	17,6	21,35	18,4	18,45
Альбит	42,5	42,20	40,4	40,35	38,0	37,75	34,2	34,20	33,8	33,35	38,8	39,0	36,3	36,60	38,5	38,60
Анортит	2,9	2,10	3,8	2,75	3,0	3,05	7,0	7,00	4,0	3,85	16,9	16,60	14,0	14,05	12,4	12,05
Биотит	3,0	—	5,6	—	—	—	—	—	—	—	8,6	—	5,5	—	—	—
Мусковит	5,6	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	1,6	—	0,4	—	—	—
Гиперстен	—	—	—	0,36	—	0,74	—	0,56	—	—	—	3,60	—	2,12	—	0,90
Энстатит	—	16,6	—	4,76	—	0,10	—	0,06	—	—	—	3,32	—	2,36	2,9	3,02
Волластонит	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,16	—	—	—	—	—	—
Герцинит	0,4	—	—	—	1,2	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	0,1	0,07	1,2	—	—	0,18	0,2	0,51	0,2	—	1,8	1,74	1,2	1,17	1,3	—
Гематит	—	0,82	0,4	1,22	0,1	—	0,2	—	1,0	1,16	0,4	—	0,4	—	0,9	1,79
Шпинель	—	—	0,2	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Рутил	—	—	0,1	—	0,1	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—	0,29	—	—
Корунд	—	—	—	0,60	0,5	1,28	—	1,24	—	—	—	0,62	—	0,08	—	1,16

Примечание. Образцы взяты из пород вулканов: 34 — липарит, Артени; 157 — липарит, Атис; 3 — обсидиан, Спитаксар; 1423 — липарит, Гехасар; 1085 — липарит, М. Сатаянакар; 194, 734 — липарито-дацит, Атис; 1441 — липарито-дацит, Гехасар.

23—32%, в дацитовых — 21—29%, железо-магнезиальных минералов соответственно 1,8—5,6% и 2,9—8,1%.

В направлении от липаритов к дацитам количество свободного кварца постепенно уменьшается до полного исчезновения, а в плагиоклазах количество анортитовой составляющей закономерно увеличивается от Ap_{18-28} (в липаритах) до Ap_{38-46} (в липарито-дацитах) и до Ap_{53-57} (в дацитах).

Калиевый полевой шпат в виде вкрапленников встречается чрезвычайно редко (санидин, анортоклаз); он сконцентрирован главным образом в основной массе пород.

Роговая обманка в липарито-дацитах и дацитах образует крупные (до 0,5—2 мм) вкрапленники; в липаритах они встречаются в виде игольчатых кристаллов преимущественно в основной массе. Роговая обманка больше соответствует ферротремолиту; общая железистость (по Трёгеру) равна 46—63% и больше. Слюды встречаются редко и представлены ферромагнезиальными разновидностями — лепидомеланом. Общая их железистость колеблется в пределах 33—67%.

Вкрапленники пироксена редки и представлены в основном авгитом. Они чаще встречаются в виде кристаллитов в основной массе стекловатых разновидностей и особенно черных обсидианов.

В составе основной массы пород преобладают кварц, тридимит и кристобалит. Они совместно с калинатровым полевым шпатом входят в состав фельзитового, сферолитового и аксиолитового агрегатов. Кристобалит и тридимит часто инкрустируют стенки пор и трещин в липаритовых и липарито-дацитовых лавах (Артени, Атис). Кристобалит обычно образует изометричные таблитчатые агрегаты, а тридимит — клиновидные двойники.

В описанных породах встречено сорок два акцессорных минерала, характерных в целом для семейства гранитоидов. Кроме обычных сквозных минералов — магнетита, гематита, мартита, ильменита, пирита и др., в них обнаружены свинец, цинк, олово, медь, молибден, золото, а также галенит, ортит, циртолит, турмалин и др. Выявляется специализация по отдельным вулканам, фациям и типам вулканитов. Так, для липаритовых и дацитовых (раскристаллизованных) лав более характерны мартит, марказит, в то время как для стекловатых разновидностей липаритов — сфен, турмалин, реальгар, киноварь.

Ассоциация элементов-примесей в целом также характерна для кислого гранитного расплава. Наиболее характерными сквозными элементами для данной серии являются Mo, Pb, которые содержатся в большинстве проб в количествах, превышающих их кларковые содержания (в 2—15, иногда в 20—30 раз). Наблюдается некоторая специализация элементов-примесей по вулканам и вулкано-структурным подзонам. В этом отношении особо выделяются породы вулканов Сюникской подзоны, характеризующиеся высокими содержаниями Mo, Pb,

Сл, что, по-видимому, связано с особенностями погребенных под неогеновыми отложениями участков Мисхано-Зангезурского медно-молибденового пояса.

Выявляются определенные закономерности в распределении микроэлементов в липаритовой и дацитовой группах пород. В целом содержание и частота встречаемости элементов, характерных обычно для основных серий пород (Ti, V, Ni, Co), заметно повышаются в сторону дацитовой ветви, однако концентрация их здесь ниже, чем в основных породах.

Некоторая специализация микроэлементов наблюдается также по структурно-текстурным типам пород — раскристаллизованным и стекловатым, плотным и пористым. Так, в обсидианах и липаритах наблюдаются повышенные концентрации Mo, и Cu, в пемзах — Ga, Y, Pb. Содержание элементов-примесей заметно варьирует как в вертикальном разрезе, так и по простиранию потоков. В частности, это характерно для пневматофильных элементов (Ba, Zr, Mo), которые образуют повышенные концентрации в нижних и фронтальных частях потоков, т.е. в начальных порциях лав.

По петрохимическим особенностям преобладающая часть пород отвечает среднетихоокеанской известково-щелочной ассоциации. Она обнаруживает большое сходство со средними типами соответствующих пород по Дэли, отличаясь от них несколько более лейкократовым характером. Большая часть липаритовых пород по диаграмме Р. И. Иванова (1963) попадает в семейство нормальных риолитов, а дациты — весьма близки к семейству деленитов (рис. 2).

Петрохимические и геохимические особенности пород отдельных вулканов и зон обнаруживают некоторую индивидуальность.

Исходя из вышеизложенного, а также учитывая направление эволюции состава пород во времени, геологическое строение фундамента и геофизические данные, можно полагать, что новейшие кислые вулканы образовались из исходной магмы кислого состава. Последняя формировалась, по всей вероятности, в результате переплавления отдельных участков гранитно-метаморфического слоя коры. Первоначальный состав магмы был, видимо, липарит-липарито-дацитовый, который, возможно, ввиду магматической дифференциации, ассимиляции и других процессов со временем приобретал более основной дацитовый состав. Увеличение относительной основности пород наблюдается как на протяжении всей вулканической деятельности, так и в промежутке отдельных фаз—стадий. Однако на ранних этапах содержание в них кремнекислоты не выходило за пределы норм липаритового семейства.

После формирования пород липаритовой группы в деятельности вулканов обычно отмечается определенный перерыв. В это время в очаге вулканов, видимо, происходила некоторая

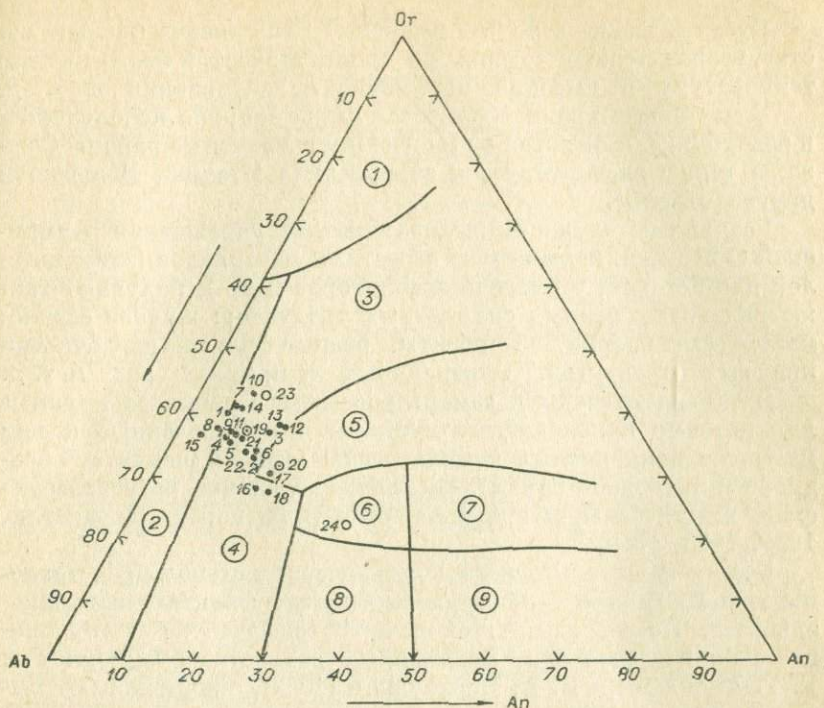


Рис. 2. Тройная диаграмма Or—Ab—An для определения вулканогенных пород (по Р. Иванову).

Большие кружки обозначают семейства пород: 1 — калиевые липариты; 2 — натриевые липариты; 3 — нормальные липариты; 4 — плагиолипариты; 5 — дациты; 6 — липарито-дациты; 7 — риобазальты; 8 — андезиты; 9 — базальты. Мелкие черные кружки — средние липариты отдельных вулканов: 1 — Арteni; 2 — Атис; 3 — Гутансар; 4 — Фонтан; 5 — Алапарс; 6 — средний липарит Атис-Гутансарской группы; 7 — Спитаксар; 8 — Гехасар; 9 — средний липарит Спитаксар-Гехарской группы; 10 — Базенк; 11 — Мец Сатанакар; 12 — Покр Сатанакар; 13 — Барцратумб; 14 — средний липарит сюникской группы вулканов; 15—18 — средние липарито-дациты отдельных вулканов: 15 — Арteni; 16 — Атис; 17 — Гутансар; 18 — Гехасар; 19 — средний липарит Армянской ССР; 20 — средний липарито-дацит Армянской ССР; 21, 22 — средние липарито-дациты среднеплиоценовых куполов Гюмун и Авазан; 23 — средний липарит по Дзали; 24 — средний липарито-дацит по Дзали.

дифференциация, возможно процессы ассимиляции, обусловившие образование липарито-дацитовых пород, а также минералов роговой обманки, которой так обогащены эти породы.

Практическое значение

С новейшим кислым вулканизмом Армянской ССР связаны крупные месторождения кислых вулканических стекол типа перлита, обсидиана и литоидной пемзы.

Суммарная площадь, занимаемая стекловатыми породами, равна 170—175 км², общий объем — 1,5 млрд. м³. Разведанные запасы составляют 1,5% имеющихся запасов.

Вулканические стекла Армянской ССР имеют кислый состав, незначительное содержание кристаллической фазы, низкую температуру и высокий коэффициент вспучивания и т. д.

В настоящее время перлитовое сырье широко используется в республике, вывозится во многие промышленные районы Союза, а также экспортируется за рубеж (в Италию, Бельгию и другие страны).

Различные научно-исследовательские учреждения Армянской ССР ныне, помимо уже известных материалов (заполнителей для бетонов, термо-теплоизоляторов и др.), получают также ряд новых ценных силикатных продуктов: жидкое стекло, метасиликат натрия, абсорбенты, разные фильтры для очистки пищевых продуктов, минеральных и пресных вод и т. д.

Детально изучены и закартированы все наиболее крупные лаваритовые куполовидные вулканы и приуроченные к ним месторождения кислых вулканических стекол (перлита, обсидиана и литоидной пемзы). Выделены отдельные петрографические, генетические и промышленные типы пород (Карапетян, 1964, 1966, 1969).

Все промышленные типы вулканических стекол представлены тремя фациями — экструзивными, эффузивными и эксплозивными. Комплексные геолого-петрографические и технологические исследования, проведенные совместно с технологами Г. Г. Акопяном и В. А. Израеляном (1969), обнаруживают высокие качества этих пород: температура вспучивания колеблется в пределах 800—970° С, коэффициент вспучивания — от 8 до 17—20. В то же время выявляется влияние геологических условий формирования разных типов пород на их микроструктурные и технологические качества. Эти данные показывают, что при подборе соответствующего генетического типа сырья и регулировки режима обработки можно получить целую серию вспученных продуктов с различными физико-механическими свойствами, т. е. с заранее заданными свойствами. Все сказанное свидетельствует о целесообразности учета комплексности предъявляемых требований к сырью как при геологоразведочных, технологических и эксплуатационных работах, так и при их использовании.

На основании указанных исследований выделены наиболее перспективные участки перлита, обсидиана, которые представляют большой практический интерес (Карапетян, 1969; Карапетян, Израелян, Акопян, 1969).

Таким образом, Армянская ССР — крупнейшая база, обладающая большими запасами высококачественного сырья и весьма удобными экономическими условиями их эксплуатации и транспортировки. По мнению В. П. Петрова (1962), Армянская ССР может снабжать перлитовым сырьем весь Центр европейской части Союза, а для производства специальных дорожных материалов — даже Сибирь и Урал.

Белянкин Д. С. К характеристике брекчиевидных и полосчатых лав вулкана Эльбрус.— Докл. АН СССР, 1938, т. 21, № 5.

Иванов Р. К вопросу о химико-минералогической классификации главных изверженных горных пород.— Научные сообщения Карпато-Балканской геологической ассоциации, т. 5. Бухарест, 1963.

Карапетян С. Г. Куполовидные вулканы Артени и Атис.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1964, № 3—4.

Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.

Карапетян С. Г. Уникальные разновидности обсидиана.— Природа, 1967, № 6.

Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, № 1—2.

Карапетян С. Г. Геологические условия формирования промышленных месторождений кислых вулканических стекол Армянской ССР.— В кн.: «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». М., «Наука», 1969.

Карапетян С. Г., Израелиян В. Р., Акопян Г. Г. Влияние генезиса кислых вулканических стекол на их структуру и технологические свойства.— В кн.: «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». М., «Наука», 1969.

Меняйлов А. А. Эвтакситовые лавы вулкана Швелуч на Камчатке.— Сб., посвящ. академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Петров В. П. Перлит, его особенности и распространение в СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УкрССР. Киев, 1955.

АНДЕЗИТ-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ В СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ЗАНГЕЗУРСКОГО ХРЕБТА (МАЛЫЙ КАВКАЗ) И СВЯЗАННЫЕ С НЕЮ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

А. С. ОСТРОУМОВА, Е. К. СТАНКЕВИЧ, И. Я. ЦЕНТЕР
(ВСЕГЕИ МГ СССР)

Андезитовая (андезит-дацитовая) формация, выделенная Е. Е. Милановским (1965) как наиболее широко проявленная среди позднеорогенных формаций Кавказа и кратко охарактеризованная в работе коллектива авторов по магматизму и тектонике Армении (Габриелян, Багдасарян и др., 1968), при региональном геолого-петрологическом изучении на территории

Малого Кавказа обнаруживает сложный состав. Конкретным проявлением формации служит стратифицированная вулканогенная толща миоплиоценового возраста, входящая в состав самого верхнего структурного этажа и являющаяся для некоторых районов единственным его членом (Вегуни, 1966). Формация несогласно перекрывает более древние структурные этажи (геосинклинального и инверсионного этапов развития подвижной зоны), проявляется в континентальных условиях в процессе сводового воздымания складчатой гетерогенной структуры Малого Кавказа; образование ее происходило в течение одного неогенового вулканического цикла, носившего двухфазный характер. В течение каждой фазы на фоне частных колебаний и отклонений наблюдается в общем прямая последовательность смены более основных лав кислыми. В свою очередь, от фазы к фазе наблюдается отчетливое смещение в сторону более кислых лав.

Для первой (миоценовой? — раннеплиоценовой?) фазы неогенового цикла характерны андезиты с отклонениями к андезито-базальтам, в кислых завершающих проявлениях — дациты с отклонениями к плагиолипаритам, редко липаритам.

Для второй (плиоценовой) фазы также характерны андезиты, но количество андезито-базальтов резко уменьшается, а андезито-дацитов и дацитов увеличивается. В более поздних кислых составляющих плиоценовой фазы господствуют плагиолипариты и собственно липариты. Таким образом, ведущий ряд пород формации может быть выражен следующим образом: андезит-базальт → андезит → дацит → плагиолипарит. Установленная схема последовательности проявления пород формации очень близка к схеме К. И. Карапетяна (1966), разработанной для Гегамского нагорья, и отличается от нее лишь двукратным проявлением кислых членов серии, что подтверждается работами С. Г. Карапетяна (1968), отмечающего разновозрастные липаритовые вулканы Армении.

Фациальный состав формации сложный: для ранних проявлений формации (первая фаза) характерна пирокластическая фация с подчиненной ролью излившейся и экструзивной фаций (последние в кислом комплексе). Для заключительных проявлений (вторая фаза) отмечается резкое преобладание излившейся фации с подчиненным количеством субвулканических и экструзивных образований.

В средней части Зангезурского хребта и примыкающем к нему Восточном Айоцдзоре (водораздел притоков р. Воротан — Султанлу, Мадан; левых притоков р. Арпа — Гябут, Джул и верховьев Нахичеваньчая) в небольшом объеме проявлены последние кислые порции первой фазы неогенового вулканического цикла, в основном же формация представлена вулканогенными образованиями среднего состава второй (плиоценовой) фазы, слагающими вулканическое поле площадью около 600 км².

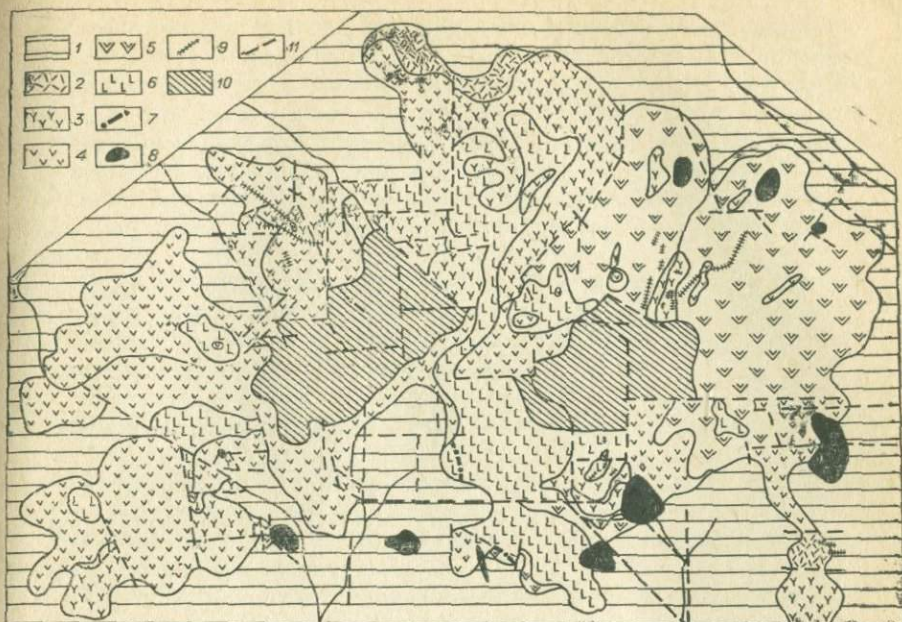


Рис. 1. Схема геологического строения вулканического поля в средней части Зангезурского хребта (составлена И. Я. Центрер).

1 — вулканогенно-осадочные образования эоцена, местами перекрытые четвертичными отложениями. Неоген: 2 — липариты и туфы кислого состава, 3 — лавы и туфобрекчии амфиболовых андезитов-дацитов, 4 — лавы и туфобрекчии амфиболовых андезитов, 5 — лавы и туфобрекчии широкословых андезитов-дацитов, 6 — лавы и туфобрекчии андезито-базальтов, 7 — дайки андезито-базальтов, 8 — субвулканические интрузии андезито-дацитов, 9 — дайки андезито-дацитов, 10 — участки гидротермально измененных пород (предполагаемые вулканические аппараты), 11 — тектонические нарушения.

Вулканогенная толща видимой мощностью от 250 до 930 м представляет собой чередование горизонтально залегающих лавовых потоков (от 15 до 150 м) с горизонтами туфобрекчии (от 20 до 200 м). Состав лав колеблется от андезито-дацитов до андезито-базальтов, содержащих во вкрапленниках в переменных количествах плагиоклаз, авгит, ромбический пироксен, роговую обманку, биотит и лишь в самых основных разновидностях оливин. Употребляемые ниже названия групп пород даны по химическому составу иногда с указанием преобладающего темновозрастного минерала во вкрапленниках.

При изучении толщи методами детального картирования, составления серий сближенных разрезов, прослеживания потоков по простиранию с последующим детальным исследованием петрографического и химического состава пород установлено закономерное пространственное размещение лав разного состава.

В западной части поля преобладают амфиболовые андезито-дациты и амфиболовые андезиты (рис. 1). При многократном че-

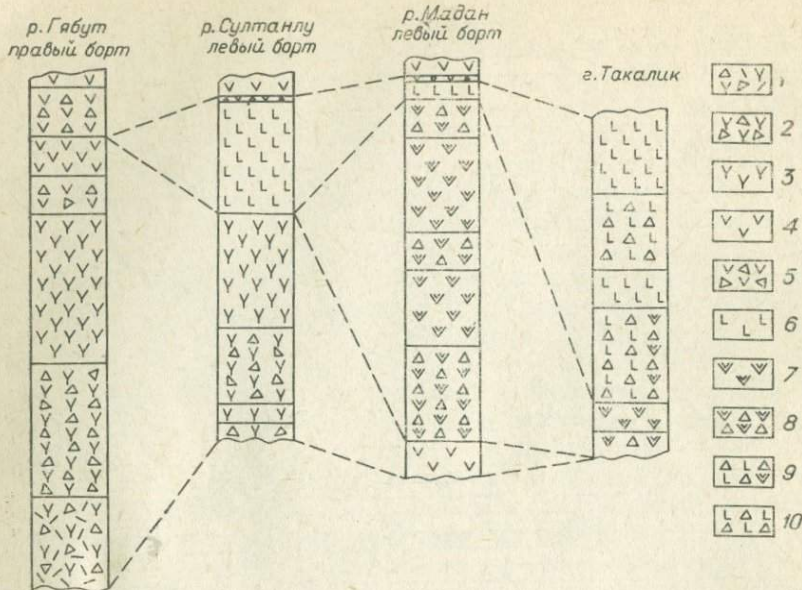


Рис. 2. Схематические колонки вулканогенной толщи.

1 — туфобрекчии с обломками амфиболовых андезито-дацитов и липаритов, 2 — туфобрекчии амфиболовых андезито-дацитов, 3 — амфиболовые андезито-дациты, 4 — амфиболовые андезиты, 5 — туфобрекчии амфиболовых андезитов, 6 — андезито-базальты, 7 — пироксеновые андезито-дациты, 8 — туфобрекчии пироксеновых андезито-дацитов, 9 — туфобрекчии с обломками пироксеновых андезито-дацитов и андезито-базальтов, 10 — туфобрекчии андезито-базальтов.

редовании с туфобрекчиями лав одного и того же состава все же наблюдается определенная направленность в изменении их состава во времени. Первые порции излияний всегда представлены андезито-дацитами, последующие — андезитами.

В восточной части поля наиболее распространены потоки пироксеновых андезито-дацитов и андезито-базальтов. При этом тенденция смены более кислых лав основными сохраняется: более ранние потоки — пироксеновые андезито-дациты, за ними следуют андезито-базальты. Устанавливаемая закономерность в изменении состава пород во времени отражает те частные отклонения от общей гомодромной направленности, которые характерны для андезито-дацитовой формации, если наблюдается вулканизм отдельных узких по времени интервалов.

В центральной части поля некоторые потоки выклиниваются, но, как правило, наблюдается сложное чередование всех названных разновидностей (рис. 2). Отмеченное закономерное пространственное размещение лав разного состава свидетельствует, по-видимому, о наличии двух центров излияния лав. Присутствие в водораздельной части хребта близ стыка Зангеура и Айюцдзора участков гидротермально измененных пород

размером около 7×6 км, отличающихся своеобразным морфологически сглаженным типом рельефа, позволяет приблизительно наметить место расположения теперь уже разрушенных вулканических аппаратов. Наблюдавшееся чередование продуктов многократных излияний и вулканических выбросов и зафиксированная в изменении состава лав дифференциация расплава позволяют предполагать, что здесь существовало два сближенных стратовулкана или один очень крупный стратовулкан с двумя жерлами.

Судя по описанию, подобный разрушенный плиоценовый вулканический аппарат наблюдался В. М. Амаряном на Сюникском нагорье в привершинной части массива Цхукишханасарской вулканогенной толщи.

Наличие разрушенного крупного вулканического аппарата подчеркивается расположением десяти субвулканических интрузий (гора Шишкар; высоты 2600,1, 2312,1 в бассейне р. Воротан; высоты 2678,0, 2326,6 в бассейне р. Кюкюитай; гора Зырнель и др.) по кольцу по периферии вулканического поля. Участки сгущения даек находятся в непосредственной близости к предполагаемым жерловицам.

Субвулканические интрузии в плане округлой или овальной формы с площадью выхода от 0,2 до 1,5 км², отличающиеся от потоков сглаженной вертикально-глыбовой отдельностью, хорошо выделяются в рельефе. Дайки длиной от 10 м до 2 км, мощностью от 3—4 до 30 м, как правило, выполняют крутые ($< 70^\circ$) и редко пологие ($< 30^\circ$) трещины. В центральной части субвулканических интрузий и даек наблюдаются более раскристаллизованные, чем в потоках, породы, однако в краевых частях они практически неотличимы от эффузивных. Внедрение субвулканических интрузий и даек обычно андезит-дацитового состава, секущих эоценовые вулканогенно-осадочные образования и все разновидности неогеновых лав и туфобрекчий, очевидно, представляло заключительный этап описываемой фазы вулканизма.

Петрохимически лавы средней части Зангезурского хребта, представляющие единый ряд, близкий к линии лав Йелоустанского парка (Заварицкий, 1950), и показывающие несколько повышенную щелочность относительно средних составов Дэли, занимают промежуточное положение между породами той же формации Мокрых гор и Гегамского нагорья и ближе всего сопоставляются с лавами Западного Айюцзора. Химические составы (см. таблицу) субвулканических образований продолжают вариационную линию лав Зангезурского хребта, совпадая с наиболее кислыми разновидностями (рис. 3).

Аналогичные субвулканические образования описаны в других районах развития андезит-дацитовой формации (Асланян, Вегуни, Исаакян, Малхасян, 1959; Остроумова, Румянцева, 1967). На территории Малого Кавказа наблюдаются также

Химический состав и числовые характеристики пород

	№ о б р а з ц а						
	301a	365	401	281a	2976	298	294
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,41	58,70	60,76	62,40	62,90	59,38	61,64
TiO ₂	0,66	0,56	0,41	0,59	0,62	0,82	0,44
Al ₂ O ₃	15,60	17,03	16,63	16,14	16,22	17,62	16,36
Fe ₂ O ₃	3,88	4,97	4,92	3,52	4,00	4,78	5,28
FeO	1,48	0,94	0,53	1,57	1,15	0,95	0,54
MnO	0,08	0,11	0,01	0,09	0,09	0,08	0,01
MgO	2,16	2,42	2,11	2,02	2,13	1,81	2,09
CaO	4,92	4,77	5,22	4,74	4,39	5,04	4,66
Na ₂ O	3,64	4,08	4,32	4,00	4,32	4,60	4,16
K ₂ O	3,68	3,16	3,00	3,24	3,14	3,00	3,34
H ₂ O	0,26	1,07	0,44	0,77	0,10	0,78	0,52
П. п. п.	1,54	1,28	1,10	0,63	0,90	0,79	1,01
CO ₂	—	0,03	0,05	0,08	—	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,55	0,37	0,26	0,36	0,29	0,43	0,26
F	0,05	0,07	0,08	0,05	0,04	0,06	0,08
O-2F	-0,02	-0,02	-0,03	-0,02	-0,01	-0,02	-0,03
Σ	99,89	99,54	99,81	100,18	100,28	100,17	100,40
<i>a</i>	13,5	14,1	14,1	13,7	14,0	14,9	14,2
<i>c</i>	4,0	4,8	4,3	4,1	3,9	4,7	4,0
<i>b</i>	10,8	10,8	10,5	9,8	9,8	10,0	10,5
<i>S</i>	71,7	70,3	71,1	72,4	72,3	70,4	71,3
<i>c'</i>	20,0	11,8	20,6	17,6	15,5	15,5	17,2
<i>f'</i>	44,8	49,4	44,6	47,2	48,0	52,8	48,4
<i>m'</i>	35,2	38,8	34,8	35,2	36,5	31,7	34,4
<i>n</i>	59,8	66,6	68,4	65,6	68,0	70,0	66,0
<i>t</i>	0,8	0,8	0,5	0,8	0,8	1,0	0,5
φ	30,8	40,8	40,0	30,9	35,2	42,0	43,7
<i>a/c</i>	3,4	2,9	3,3	3,3	3,6	3,2	3,6
<i>Q</i>	12,5	7,6	9,7	13,3	12,7	6,3	10,2

андезит-дацитовый формации

№ образца

367	399	2138	287г	391	391а	1087	1090	283в
8	9	10	11	12	13	14	15	16
60,10	61,10	60,80	60,20	60,37	60,51	60,94	60,86	58,63
0,6	0,52	0,73	0,80	0,76	0,74	0,80	0,50	0,75
17,40	17,54	16,64	15,77	16,08	16,16	17,22	17,22	16,17
3,75	4,30	3,75	3,54	4,00	4,50	3,97	3,21	3,60
1,48	0,75	1,08	2,51	1,94	1,81	1,39	2,22	2,72
0,03	0,10	0,10	0,12	0,08	0,09	0,07	0,08	0,12
1,65	1,70	2,63	2,85	2,30	2,40	1,22	1,94	3,40
5,54	4,68	5,04	5,49	5,59	5,62	5,11	5,11	6,29
4,48	4,60	3,65	3,76	4,28	4,00	3,96	4,12	3,84
3,04	3,00	3,20	2,92	2,78	2,78	2,91	2,97	2,88
0,65	0,52	0,44	0,20	0,54	0,52	0,64	0,64	0,14
1,00	0,79	1,76	1,33	0,75	0,52	0,64	0,60	1,04
0,15	0,06	—	—	Сл.	Сл.	—	0,08	—
0,44	0,27	Не опр.	0,30	0,36	0,37	0,71	0,67	0,35
0,08	0,05	Не опр.	0,04	0,06	0,06	0,04	0,03	0,02
-0,03	-0,02	—	-0,01	-0,02	-0,02	-0,01	—	—
100,36	99,96	99,82	99,82	99,87	100,06	99,61	100,25	99,95
14,7	14,9	13,1	12,7	13,7	13,1	13,6	13,7	12,7
4,6	4,6	4,9	4,3	4,1	4,4	5,3	5,0	4,6
10,1	8,8	10,4	13,0	12,1	12,2	8,4	9,8	14,7
70,6	71,7	71,6	70,0	70,1	70,3	72,7	71,5	68,0
22,4	14,3	12,8	18,7	23,4	20,3	14,1	14,3	21,0
48,2	52,4	43,2	42,8	44,0	46,4	59,8	51,4	39,7
29,4	33,3	44,0	38,5	32,6	33,3	25,7	4,3	39,3
69,5	70,0	63,4	66,3	70,0	68,5	67,4	66,9	66,3
0,8	0,6	0,9	0,9	1,0	0,9	0,8	0,6	1,0
33,6	43,0	32,4	23,5	28,6	31,6	42,8	28,6	21,0
3,2	3,2	2,7	2,9	3,3	3,0	2,6	2,7	2,8
7,2	9,0	12,1	10,3	8,7	10,0	12,9	10,6	6,0

№ образца

	368	369	393	394	113	111	106	107
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	58,26	56,56	54,42	53,80	64,16	62,44	62,34	62,40
TiO ₂	0,72	0,72	0,70	0,70	0,56	0,67	0,66	0,74
Al ₂ O ₃	16,77	16,97	16,77	16,26	16,17	15,92	16,06	15,63
Fe ₂ O ₃	3,64	4,07	4,51	4,69	3,72	2,63	3,90	3,60
FeO	2,70	3,10	2,53	3,20	0,82	2,00	1,36	0,88
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,11	0,08	0,06	0,07
MgO	2,91	3,73	5,40	6,07	0,97	1,94	2,07	1,80
CaO	6,52	6,69	6,71	6,76	4,15	4,57	4,14	3,76
Na ₂ O	4,04	3,64	8,00	3,88	4,12	4,00	4,00	4,32
K ₂ O	2,48	2,44	2,36	2,08	3,48	3,24	3,18	3,18
H ₂ O	0,35	0,44	1,18	1,03	0,70	0,86	0,62	1,44
П. п. п.	0,91	0,67	0,95	1,52	0,68	1,03	0,85	1,73
CO ₂	0,04	0,13	0,06	0,02	0,03	0,05	0,02	0,10
P ₂ O ₅	0,36	0,32	0,28	0,33	0,43	0,39	0,35	0,35
F	0,07	0,04	0,04	0,08	0,10	0,07	0,07	0,04
O-2F	-0,02	-0,01	-0,01	-0,03	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01
Σ	99,77	99,53	99,92	100,41	100,16	99,86	99,66	100,03
a	12,8	11,7	12,5	11,7	14,3	13,8	13,8	14,5
c	5,1	5,9	5,3	5,2	3,9	3,9	4,1	3,5
b	13,9	15,6	18,7	20,6	7,1	9,3	9,3	8,6
S	68,2	66,8	63,5	62,5	74,7	73,0	72,0	73,4
c'	21,6	16,1	16,7	15,4	18,7	18,8	10,5	14,8
f'	42,4	42,6	33,8	34,1	56,8	45,9	50,7	48,4
m'	36,0	41,3	49,5	50,5	24,5	35,3	38,8	36,8
n	70,6	70,0	72,5	74,0	64,1	65,7	66,0	67,0
t	0,9	0,9	1,0	1,0	0,7	0,8	0,9	0,9
Ф	23,1	23,3	20,7	19,4	45,1	24,1	35,8	37,7
a/c	2,5	2,0	2,4	2,3	3,7	3,5	3,4	4,1
Q	5,7	4,3	-3,3	-3,6	16,9	14,5	13,9	14,3

Примечание. Лавовые потоки: 1—10 — амфиболовые андезито-дациты, там же; 14—15 — пироксеновые андезито-дациты, гора Такалик; 16—20 — андезито-зипи и экструзии; 21—27 — андезито-дациты и андезиты, гора Шишкар, 28 — то же, из: А. Н. Аксельрод, Л. С. Богоявленская, В. В. Дымкина, Ж. Ф. Константиныди, Г. П. Жуковой.

№ образца

116	125	146	370	369с	364	345	341	343
25	26	27	28	29	30	31	32	33
61,80	62,56	61,96	59,28	59,80	59,40	60,64	61,06	66,70
0,80	0,88	0,92	0,60	0,80	0,88	0,50	0,64	0,45
15,78	15,78	16,36	16,14	16,80	16,21	16,82	17,35	15,41
3,83	3,40	3,22	3,25	3,84	3,32	3,72	3,80	3,66
1,15	1,56	1,38	1,42	1,15	1,83	0,75	1,29	0,61
0,10	0,77	0,05	0,07	0,12	0,11	0,12	0,08	0,04
2,27	1,63	1,47	2,63	2,85	2,34	1,96	1,85	0,14
4,39	4,56	4,44	5,70	5,48	5,74	5,48	4,60	3,66
4,88	4,40	4,48	4,40	4,80	4,40	4,48	4,80	4,40
3,30	3,36	3,10	1,80	2,58	2,28	2,40	2,70	2,70
1,02	0,40	0,42	0,98	0,92	1,06	1,20	0,90	0,50
0,72	0,93	1,32	3,11	0,68	1,68	1,44	0,78	1,34
—	0,16	0,11			Не опр.			
0,34	0,28	0,33	0,33	0,37	0,34	0,31	0,37	0,29
0,05	0,06	0,08	0,02	—	—	—	0,01	Сл.
-0,02	-0,02	-0,03	—	—	—	—	—	—
100,41	99,99	99,59	99,73	100,19	99,59	99,82	100,23	99,90
15,4	14,7	14,8	12,8	14,4	13,4	13,8	14,8	13,9
2,9	3,3	3,8	4,8	4,1	4,5	4,7	4,5	3,5
10,9	9,4	8,5	11,5	12,1	11,5	9,8	9,2	5,0
70,8	72,6	72,9	70,9	69,4	70,6	71,7	71,5	77,6
23,4	23,3	19,8	21,1	21,6	23,3	22,3	13,6	20,8
41,1	47,5	49,6	38,5	37,5	47,7	41,7	50,8	75,1
35,5	29,2	20,6	40,4	40,9	35,0	36,0	35,6	4,1
69,0	66,3	69,0	79,0	73,3	74,6	74,5	72,6	71,0
1,0	1,0	1,1	0,8	1,0	1,1	0,6	0,8	0,5
30,4	30,6	33,1	26,1	27,3	25,7	33,1	36,4	64,0
5,3	4,5	3,9	2,6	3,5	2,9	2,9	3,3	4,0
8,0	12,5	12,4	11,4	5,9	-0,1	11,1	8,9	23,9

левый борт левой составляющей р. Султанлу; 11—13 — амфиболовые андезиты, базальты, левый борт левой составляющей р. Султанлу. Субвулканические интрузора Ханана, 29—30 — то же, гора Бердык, 31—33 — то же, гора Иландаг. Аналитик. Г. Ф. Петрова. Пересчеты анализов и построение графиков выполнены

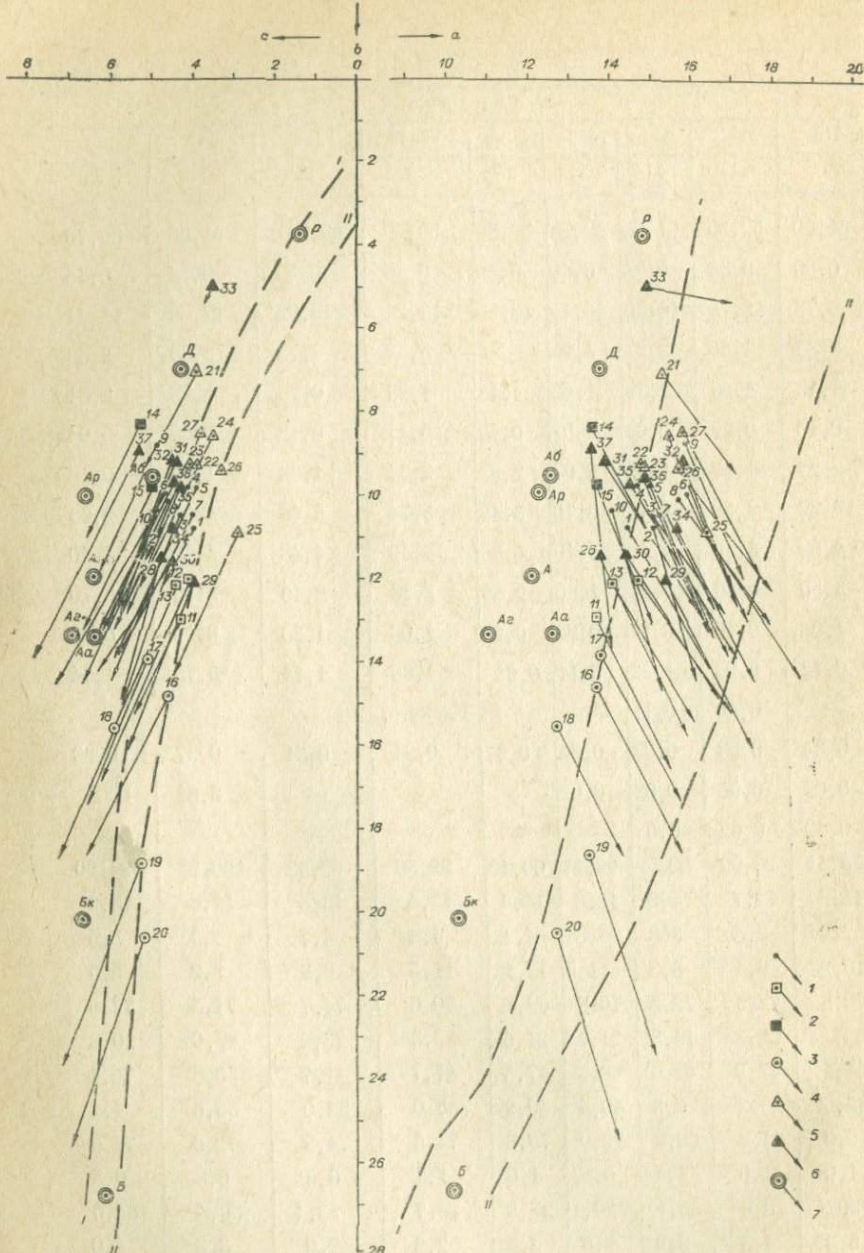


Рис. 3. Диаграмма химического состава пород андезито-дацитової формации в средней части Загезурского хребта и связанных с нею субвулканических образований.

1 — амфиболовые андезито-дациты, 2 — амфиболовые андезиты, 3 — пироксеновые андезито-дациты, 4 — андезито-базальты, 5 — субвулканические интрузии средней части Загезурского хребта, 6 — субвулканические образования Нахичевани, 7 — средние типы пород по Дали: P — риолит, Д — дацит, Аб — биотитовый андезит, Ap — роговообманковый андезит, А — андезит, Аа — авгитовый андезит, Ag — гиперстеновый андезит, Bk — кварцевый базальт, Б — базальт; I—I — вариационная линия лав Пелоустонского парка; II—II — вариационная линия лав Этими. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов пород в табл. 1; анализы 34—36 приводятся по А. А. Флоренскому и Е. К. Устиеву (1935); 7 — анализ 31 К. Н. Паффенгольца (по работе Ш. А. Азизбекова, 1964).

субвулканические интрузии и экструзии, пространственно не связанные с неогеновой вулканогенной толщей (Малхасян, 1956; Асланян, Вегуни, Исаакян, Малхасян, 1959).

Группа таких интрузий, прорывающих осадочные и вулканогенно-осадочные отложения эоцена к востоку от Нахичеванской впадины, известна в литературе с прошлого века под названием «Лакколиты Нахичевани» (Иландаг, Бердык, Алинджа, Норашен и др.). Они были описаны многими авторами (Флоренский, Устиев, 1935; Паффенгольц, 1959), при этом предполагались либо их связь с вулканогенной толщей, либо родство с гранитоидными интрузиями. Генетическая связь этих субвулканических образований с неогеновым вулканизмом достоверно установлена группой азербайджанских геологов во главе с Ш. А. Азизбековым (1958, 1964). Е. Е. Милановский (1965) относит их к особой группе экструзивно-субвулканических формаций, не сопровождаемых вулканическими образованиями и приуроченных к жестким прибортовым зонам Малого и Большого Кавказа (Нахичеванский и Минераловодский районы).

Ш. А. Азизбеков и др. (1958, 1964) относят субвулканические образования Нахичевани к андезит-дацитовой формации нижне-среднеплиоценового возраста. Полученные нами новые данные о непосредственной связи субвулканических образований с андезит-дацитовой формацией подтверждают существующее мнение об их принадлежности к названной формации и доказывают нецелесообразность выделения субвулканических интрузий Нахичевани в особую формацию. Сделанный вывод подтверждается приуроченностью этих образований к одной структурной зоне — Ордубадскому синклинию (по Ш. А. Азизбекову), а также их петрографическим и петрохимическим сходством.

Субвулканические интрузии и экструзии Нахичевани сложены обычно андезито-дацитами, практически неотличимыми и в образцах, и микроскопически от аналогичных образований Зангезурского хребта. Для них характерны те же минералы в фенокристаллах, те же структуры основной массы (микроаллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая и др.) и близкая петрохимическая характеристика. В связи с этим необходимо отметить, что большинство анализов Ш. А. Азизбекова отличается заниженным количеством щелочей (особенно K_2O), в то время как наши анализы, а также приводимые А. А. Флоренским и Е. К. Устиевым (1935) и К. Н. Паффенгольцем (1959) показывают хорошую сходимость и на диаграмме Заварицкого ложатся очень близко к линии андезит-дацитовой формации Зангезурского хребта (см. рис. 3).

Различие интенсивности вулканической деятельности в Зангезурском хребте и в районе развития Нахичеванских субвулканических образований, где отсутствуют лавовые и пирокластические фации, очевидно, объясняется разными тектониче-

скими условиями в северной и южной частях Ордубадского синклинория.

Отнесение названных субвулканических образований к андезит-дацитовый формации расширяет вопрос о перспективах рудоносности формаций, так как с субвулканическими интрузиями Нахичевани связана галенит-сфалеритовая и реальгаркиноварная минерализация. Однако последний вопрос недостаточно разработан и требует специального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И., Гаджиев Т. Г. Петрохимическая характеристика нижнеплиоценовых интрузий.— Докл. АН СССР, 1958, т. 14, № 1.

Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Емельянова Е. Н., Рустамов М. И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1964.

Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Исаакян С. А., Малхасян Э. Г. Миоценовые экструзии Армянской ССР.— Тр. геол. ин-та АН ГрузССР, 1959.

Вегуни А. Т. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья.— В кн.: «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., «Наука», 1966.

Габриелян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, № 1—2.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении.— В кн.: «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., «Наука», 1966.

Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР.— Изв. АрмССР. Наука о Земле, 1968, № 1—2.

Малхасян Э. Г. Об интрузивных образованиях Даралагеза.— Изв. АН АрмССР, серия физ.-матем., естеств. и техн. наук. 1956, т. 9, № 6.

Милановский Е. Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа (неотектоника и новейший вулканизм). Автореф. докт. дисс. М., 1965.

Паффенгольц К. П. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1959.

Флоренский А. А., Устиев Е. К. Петрография и полезные ископаемые центральной части Нахичеванской АССР. Изд-во АН СССР, 1935.

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Э. Х. ХАРАЗЯН
(ИГН АН АрмССР)

Исследованный район располагается на стыке наиболее приподнятых северо-западных продолжений Сомхето-Карабахской антиклинорной зоны и Севано-Ширакского синклинория. На общем фоне субширотных тектонических структур донеогенового субстрата новейший (плиоцен-четвертичный) вулканизм связан с наложенной на них более молодой меридиональной структурой осевой полосы Транскавказского поперечного поднятия.

Площадь, покрытая новейшими вулканитами, достигает 1000 кв. км. Полностью этими образованиями сложен меридиально вытянутый Кечутский хребет (Джавахетский хребет или Мокрые горы), бронированы поверхности Гукасянского и Лорийского плато (расположенных по обеим сторонам названного хребта) и заполнены крупные речные долины рек Ахурян, Дзорагет, Дебед. За пределами исследованной территории новейшие вулканические образования продолжают далеко на север — в Южную Грузию и на запад — в Турецкую Армению (Абих, 1899; Фюрон, 1959).

Основываясь на многочисленных детальном разрезах вулканических пород в пределах исследованной территории Армянской ССР, а также на большом геологическом материале по Южной Грузии (Гамкрелидзе, 1954; Схиртладзе, 1958; и др.), новейший вулканический комплекс района мы расчлениаем на следующие стратиграфо-петрографические горизонты (снизу вверх).

1. Липарито-дациты и обсидианы, имеющие очень ограниченное распространение, встречены лишь в одном обнажении площадью менее 0,03 кв. км в северной части Гукасянского плато (у с. Ениел). Большое развитие они имеют только на севере — в Грузинской ССР, в районах массивов гор Коюндаг, Инякдаг, Далидаг и др. По данным грузинских исследователей, указанные породы относятся к верхам миоплиоценовой гондердзской свиты.

2. Выше после большого стратиграфического перерыва, выраженного сильной эрозией и почти полной пенеппенизацией липарито-дацитов и обсидианов или накоплением на их поверхности мощного (до 15 м) чехла древних аллювиально-делювиальных отложений, залегают покровные долеритовые базальты. Последние пользуются наибольшим распространением: площадь их обнаженной поверхности достигает 400 кв. км. Изливавшиеся в районе Кечутского хребта покровные базальты

широким фронтом распространялись на запад и восток и бронировали обширные пространства хорошо выработанных, почти пенецплензированных поверхностей водосборных воронок верховьев рек Ахурия и Дзорагет. В дальнейшем своем течении вниз по наклонным руслам этих рек лавы полностью заливали ущелья их средних и нижних течений и ныне в виде узких (шириной 1,5—3 км) лентообразных языков прослеживаются на расстоянии до 90 км (Дзорагетско-Дебедский язык). По пути следования базальтовые потоки часто заполняли ущелья некоторых крупных боковых притоков (рек Мецару, Чкнаг, Памбак, Марцигет и др.) и прослеживаются по ним на 3—7 км. Наибольшие мощности покровных базальтов установлены в центральных частях лавовых плато и на бортах ущелий; в последнем случае они достигают 350 м.

Всюду в разрезах долеритовые базальты расчленяются на два стратиграфических горизонта — нижний и верхний, между которыми в расположенных близко к Кечутскому хребту районах (ущелья верховьев рек Ахурия и Дзорагет) залегает мощный (до 30—50 м) андезито-базальтовый поток, а в остальных местах — различные озерно-аллювиальные, проаллювиальные отложения (мощностью до 55 м) или древняя кора выветривания. Как нижние, так и верхние долеритовые базальты слагаются из множества отдельных, в основном маломощных (в среднем 4—5 м), схожих между собой потоков. Наибольшее число потоков (28) зафиксировано в ущелье р. Дебед. В ущелье р. Ахурия, к северу от с. Амасия насчитывается до 25 потоков.

В ущельях рек Памбак и Дебет, на участке между железнодорожной станцией Туманян и Туманянским заводом огнеупорных глин, самые нижние потоки нижних и верхних долеритовых базальтов, вливаясь в небольшие водоемы — запруды рек, образовали шаровые лавы и гиалокластиты (Харазян, 1966).

В Южной Грузии аналогичными покровами бронированы Ахалкалакское, Цалкинское, Гомаретское и Башкичетское лавовые плато, от которых отходят Параванский, Храмский, Карабулагский и Машаверский лавовые языки.

Возраст покровных долеритовых базальтов Ахалкалакского вулканического нагорья довольно точно определяется как верхнеплиоценовый—нижнечетвертичный на основании фаунистических данных (Заридзе, Татришвили, 1948; Векуа, 1959; Саядян, 1968; и др.), а также данных по палеомагнетизму (Акопян, 1955).

3. Над верхними долеритами без заметного стратиграфического перерыва залегают породы, слагающие Кечутский хребет и несколько небольших щитовидных массивов на Гукасянском плато. Эти породы выделяются нами под названием кечутской свиты. Состав ее снизу вверх: а) двушироксеновые

андезито-базальты и андезиты, б) кварцсодержащие андезиты, в) роговообманковые андезито-дациты, г) гиалодациты. Условно в кечутскую свиту включается также междолеритовый андезито-базальтовый поток, породы которого почти ничем не отличаются от самых нижних двупироксеновых андезито-базальтов свиты. Общая площадь вулканитов свиты 540 кв. км, наибольшая мощность в пределах Кечутского хребта 1300 м.

4. Новейший вулканизм района Кечутского хребта завершается многократными излияниями из его вершинной зоны более темных андезито-базальтов и андезитов, потоки которых перекрывают сильно расчлененную поверхность различных лав кечутской свиты (между этими двумя группами вулканитов существует определенный стратиграфический перерыв). Площадь развития андезито-базальтов и андезитов вершинной зоны около 60 кв. км, наибольшая мощность не превышает 170 м.

Нижнюю возрастную границу пород кечутской свиты, по видимому, нужно считать нижнечетвертичной на основании переслаивания нижних ее членов с верхними долеритовыми базальтами. Верхняя возрастная граница андезито-базальтов и андезитов вершинной зоны хребта относится к доверхнечетвертичному времени: их валуны в обилии встречаются в флювиогляциальных отложениях Сарагюхской равнины (в северо-восточной части Гукасянского плато), имеющих, по мнению Г. К. Габриеляна (1951), вюрмский возраст. Таким образом, возраст пород кечутской свиты и андезито-базальтов и андезитов вершинной зоны Кечутского хребта нижнечетвертичный — доверхнечетвертичный, точнее, ниже-среднеплейстоценовый — верхнеплейстоценовый.

5. На довольно больших расстояниях от Кечутского хребта (20—50 км) на поверхности долеритовых лавовых плато развиты также более кислые (аналогично самым верхним членам кечутской свиты) пирокластические продукты — спекшиеся игнимбритовые туфы и рыхлые кварц-полевошпатово-пемзовые вулканические туфы.

Туфы принадлежат к известному еревано-леинаканскому типу. Они в виде небольших (площадью до 3—4 кв. км) покровов мощностью от 3—4 до 10—12 м с большим стратиграфическим перерывом залегают на верхних долеритовых базальтах обоих бортов среднего течения р. Ахурия. К югу, за пределами района исследования, туфы переслаиваются с самыми верхними горизонтами фаунистически охарактеризованных озерных отложений Ширакской котловины, чем и определяется их возраст как низы среднечетвертичного времени (Саядян, 1968).

Кварц-полевошпатово-пемзовые вулканические пески развиты только в восточной части Лорийского плато. В виде мало-

мощных (0,2—5,6 м) пластовых залежей они встречаются в основном в чашеобразно пониженных участках поверхности верхних долеритовых базальтов. Возраст песков условно принимается как ниже-среднеплейстоценовый.

Таким образом, в новейшем вулканизме северо-западной части Армянской ССР выделяются две фазы: миоплиоценовая и верхнеплиоцен-антропогеновая.

Миоплиоценовая фаза, во время которой образовались лишь кислые липарито-обсидиановые лавы, в исследованном районе выражена очень слабо; лучше всего она выражена в Ахалкалакском и Ахалцихском районах Грузинской ССР, где наряду с кислыми лавами в начальном этапе фазы появляются и более основные продукты (Схиртладзе, 1958).

Вторая, верхнеплиоцен-антропогеновая фаза новейшего вулканизма района выражена очень интенсивно. В ней в свою очередь выделяются верхнеплиоцен-среднеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый этапы. Первый начинается излияниями покровных долеритовых базальтов, а затем и двуфлюксовых андезито-базальтов и других, более кислых лав кечутской свиты, заканчиваясь гялодацитами, еревано-ленинканскими туфами и кварц-полевошпатово-пемзовыми вулканическими песками. В течение всего этапа кислотность пород постепенно увеличивается от базальтов до дацит-липарито-дацитов включительно. В верхнеплейстоценовом вулканическом этапе произошли излияния андезито-базальтов из вершинной зоны Кечутского хребта. Общее изменение кислотности пород также имеет нормальное направление, т. е. она увеличивается от андезито-базальтов к андезитам.

Центры извержений новейших вулканитов данного района, за небольшими исключениями, сохранились довольно хорошо.

Липарито-дациты и обсидианы связаны с деятельностью куполовидных вулканов (Кююндаг, Иньягдаг и др.), первичные формы которых очень часто иногда сильно изменены последующими эрозионными процессами. Именно в таком положении находятся центры нашего района.

Долеритовые базальты изливались из крупного меридионально вытянутого сложного трещинного вулкана, ныне полностью погребенного под Кечутским хребтом. Другие лавы, слагающие сооружение хребта, изливались преимущественно из центральных вулканов, хотя не исключено также трещинное происхождение самых нижних андезито-базальтов кечутской свиты.

Центральные вулканы возникли в разных частях уже частично закупоренного трещинного вулкана долеритов. Их расположение в общем близмеридиональное, несколько осложненное боковыми центрами на склонах хребта. Почти одновременно

несколько центральных вулканов возникло также в ослабленных зонах краев Верхнеахурянской котловины.

Наряду с эффузивной деятельностью в конце верхнеплиоцено-среднеплейстоценового этапа имели место и типичные экстрезивные внедрения гялодацитов.

Среди центров извержений территории выделяются моногенные и полигенные вулканы. Моногенные подразделяются на шлаковые конусы, лавовые и смешанные шлаково-лавовые вулканы. Последние характерны только для андезито-базальтов и андезитов вершинной зоны Кечутского хребта. Полигенные вулканы (их всего 3) занимают самые высокие вершины Кечутского хребта, превышающие 3000 м. Все они бескратерные и имеют отчетливо выраженное двухъярусное строение: нижний ярус представляет собой лавовый вулкан двуспироксеновых андезитов и роговообманковых андезито-дацитов, а верхний сложен несколькими отдельными шлаковыми или смешанными шлако-лавовыми конусами, излившими темные андезито-базальты вершинной зоны.

В течение длительного времени (от начала нижнечетвертичного до конца среднечетвертичного) размеры кечутских вулканов возрастали и образовали единый современный Кечутский хребет, во многом напоминающий типичные вулканические хребты.

Еревано-ленинканские туфы и кварц-полевошпатово-пемзовые вулканические пески не имеют связи с вулканизмом Кечутского хребта. По мнению большинства предыдущих исследователей, центрами туфов являются крупные трещины, возникающие у подножий больших вулкано-тектонических блоков. Одна из этих трещин проходит по долине р. Джрадор и фиксирует границу между Амасийской грабен-котловиной и горст-антиклинальным поднятием Ширакского хребта. Центры извержений кварц-полевошпатово-пемзовых вулканических песков не обнаружены.

Детальными петрографическими и петрохимическими исследованиями установлено резкое отличие покровных долеритовых базальтов от всех остальных пород новейшего вулканического комплекса района. Первые из них характеризуются резко повышенной щелочностью и принадлежат к щелочным типам базальтов, тогда как породы новейшего вулканического комплекса — известково-щелочные. Это наводит на мысль о существовании двух разных по составу первичных магм. Одна из них — оливин-щелочная базальтовая, локализованная в районе верхней мантии — производила недифференцированные щелочные долеритовые базальты, а другая — коровая, известково-щелочная — образовала нормальные дифференцированные ряды от андезито-базальтов до дацитов, а затем от андезито-базальтов до андезитов.

ЛИТЕРАТУРА

А б и х Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть.— Зап. Кавказск. отд. геогр. об-ва, кн. XXI, 1899.

А к о п я н Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (АрмССР).— Докл. АН АрмССР, 1955, т. XXI, № 5.

В е к у а А. К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия).— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.

Г а б р и е л я н Г. К. Следы древнего оледенения в Северо-Западной Армении.— Природа, 1951, № 1.

Г а м к р е л и д з е П. Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Тriaлетского хребта.— Тр. Груз. политехн. ин-та, 1954, № 32.

З а р и д з е Г. М., Т а т р а ш в и л и Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса.— Докл. АН СССР, 1948, т. IX, № 1.

С а я д я н Ю. В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). Автореф. канд. дисс. Ереван, 1968.

С х и р т л а д з е Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1958.

Ф ю р о н Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. ИЛ, 1959.

Х а р а з я н Э. Х. Шаровые лавы и гналокластиты бассейна р. Дебед (Армянская ССР).— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1966, т. 12 № 6.

РОЛЬ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА В МЕТАЛЛОГЕНИИ АРМЕНИИ

Э. Г. МАЛХАСЯН

(ИГН АН АрмССР)

Медно-колчеданное оруденение Армении одни исследователи склонны генетически связывать с кислыми субвулканическими образованиями — кварцевыми плагиопорфирами и альбитофирами юрского периода, другие (К. Н. Паффенгольц, Б. С. Вартапетян, С. С. Мкртчян) — с кислыми гранитоидными интрузивами или их дериватами третичного периода, вообще отрицая роль субвулканических образований не только в образовании руд, но и гидротермально измененных пород (Казарян, 1965).

Несостоятельность последнего взгляда вытекает прежде всего из того факта, что указанные интрузии, некоторыми исследователями рассматриваемые как очаг оруденения, явля-

ются пострудными, по-видимому, мелового возраста, отчетливо секут гидротермально измененные породы, руды и перекрывающие их верхнеюрские отложения и прямого отношения к оруденению не имеют. Нельзя согласиться также с тем, что кварцевые плагиопорфиры и альбитофиры — дериваты указанных интрузий. Это образования разновозрастные. Многочисленные геологические и радиологические данные, и прежде всего отчетливое пересечение кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров микродиоритами и габбро-диоритами, исключают возможность рассматривать первые как дериваты последних.

О парагенетической связи оруденения с кислыми субвулканическими образованиями и в возрасте последних говорит также распространение гидротермальных изменений в рудовмещающих породах. Последние отмечаются только в районах развития кварцевых плагиопорфиров, в то время как производные гранитоидных пород (т. е. габбро-диабазы) не вызывают никаких изменений.

Процессы гидротермальных изменений не затрагивают также образований верхней юры, что еще раз свидетельствует о до-верхнеюрском возрасте оруденения. Ни одна из около пяти тысяч заданных скважин на Кафанском месторождении в породах верхней юры не зафиксировала хотя бы малейших признаков гидротермального изменения.

Чтобы объяснить отсутствие гидротермального изменения в породах верхней юры Кафанского антиклинория, А. Г. Казарян и другие авторы (Казарян, 1965) вынуждены были резко оторвать процессы рудообразования от гидротермального изменения вмещающих пород как по возрасту, так и источнику растворов. Общеизвестно, что кислые магмы и субвулканические образования кислого состава сопровождаются более значительными по суммарному объему и разнообразными по составу газовой-жидкими эманациями, чем эффузивные породы среднеосновного или основного состава. С другой стороны, трудно представить совершенно «сухие» среднетемпературные рудные растворы без каких-либо эманаций, которые, внедряясь в трещины, образовали бы только рудные жилы, без каких-либо изменений боковых пород.

В пользу генетической связи оруденения с очагом среднеюрского вулканизма говорят также многочисленные геологические и геохимические данные, и прежде всего: 1) тесная пространственная и временная связь оруденения с конечными дифференциатами юрского магматического очага — кварцевыми плагиопорфирами и кварцевыми альбитофирами, 2) совпадение фаций глубинности экструзивно-эффузивных комплексов и оруденения, 3) тесная пространственная связь оруденения с гидротермально измененными породами, причем последние строго локализованы в пределах ниже-среднеюрских образований, тяготея к их верхним горизонтам, а характер метаморфизма

(развитие низкотемпературной пропилитизации, внешних фаций вторичных кварцитов, алунитизации) свидетельствует о протекании этого процесса в близповерхностных условиях, т. е. позволяет говорить о его связи с вулканизмом. Характерно, что оруденение чаще всего локализуется в областях развития монокварцитов или кварцево-серицитовых пород с резким преобладанием кварца.

О связи среднеюрских вулканогенных образований с рудными телами свидетельствуют геохимические особенности. Постоянное присутствие меди, цинка и свинца в юрских кварцевых плагипорфирах и альбитофирах прямо указывает на связь оруденения с отмеченными кислыми субвулканическими образованиями натрового состава. С другой стороны, в юрских и меловых изверженных породах Кафана практически полностью отсутствуют такие элементы, как молибден, гафний, ниобий, тантал и вольфрам, весьма характерные для пород Каджаранского рудного поля. И наоборот, в последних отсутствуют серебро, сурьма и висмут, которые постоянно устанавливаются в измененных породах Кафана. Заниженные против юрских пород Кафана содержания меди, цинка, свинца и полное отсутствие молибдена, гафния, ниобия, тантала и вольфрама в неокомских интрузивах свидетельствуют о пострудном характере этих пород и отсутствии генетической связи между ними и породами Мегринского плутона, находящегося в другой тектоно-магматической зоне.

О довольно резком различии магматических образований как среднеюрского, так и неокомского времени от пород Мегринского плутона свидетельствуют комплексы минералов тяжелой фракции, резко отличающиеся от таковых из пород Мегринского плутона.

Изложенное подтверждается радиологическими данными*. Так, для гидротермально измененных вмещающих оруденение пород — серицитоцитов Шамлугского месторождения установлен возраст 154—160 млн. лет. Это обозначает, что гидротермальные процессы, давшие колчеданную рудную минерализацию, имеют временные пределы от верхов байоса до низов келловей, что хорошо согласуется с представлением о предверхнеюрском возрасте кислых субвулканических образований Алавердского рудного района, с которыми ряд исследователей парагенетически связывают оруденение.

Интересные данные получены по Ахтальскому полиметаллическому месторождению. Абсолютный возраст оруденения и околорудно измененных пород здесь 140 ± 2 млн. лет, т. е. оруденение сформировалось в верхах верхней юры, и его, по

* Определения произведены в геохронологической лаборатории ИГиН АН АрмССР.

всей вероятности, следует связывать с мезозойскими субвулканическими альбитофирами, возраст которых датируется как верхнеюрский (140 ± 5 млн. лет).

Сторонники «интрузивной» гипотезы генезиса колчеданного оруденения, стремясь доказать невозможность связи оруденения с очагом древнего вулканизма, обычно указывают на то, что небольшие по размерам экструзивные тела не могут быть источником значительных скоплений руд. Далее выдвигается на первый план вопрос о том, что собою представляет очаг эффузивной деятельности и оруденения, т. е. источник оруденения, как он формируется и располагается относительно поверхности Земли в период рудообразования, и т. д.

Насколько нам известно, никто не говорил о том, что мелкие экструзивные тела являются источником оруденения. Обычно указывают на их тесную пространственную и временную связь, что позволяет говорить о их парагенетическом родстве. Еще А. Н. Заварицкий (Иванов, 1959) подчеркивал, что «связь» сульфидных залежей с кварцевыми альбитофирами не следует понимать так, что источником вещества залежей были те изверженные массы, которые представляют самые тела кварцевых альбитофиров. К аналогичному выводу пришли и вулканологи, изучающие современный вулканизм. Что же касается остальных вопросов, то они достаточно подробно рассмотрены и убедительно доказаны. Так, А. Т. Асланян (1955) глубину залегания магматических резервуаров, питающих вулканы, определяет в 30—70 км. Г. С. Горшков (1956) на основании интерпретации геофизических данных глубину залегания магматического очага Ключевского вулкана оценивает в 60 км. В. И. Влодавец (1959) приводит цифры в 6—60 км, имея в виду, видимо, и промежуточные камеры. В. Н. Котляр (1960), исходя из анализа минералогических, геохимических, структурных и геологических особенностей месторождений, связанных с экструзивами, считает, что очаг их должен в ряде случаев располагаться на небольшой глубине.

Исходя из приведенных данных, можно считать, что основной магматический резервуар располагается на глубинах, исчисляемых десятками километров, однако по пути следования магматического расплава к земной поверхности на различных глубинах, в том числе и 1—5 км, как считают японские геологи, возникают промежуточные очаги, непосредственно питающие вулканы. Именно по пути следования, т. е. в промежуточных очагах, дифференцируется магма. Видимо, в этих же промежуточных очагах, расположенных в верхних структурных ярусах, на глубинах, исчисляемых первыми километрами, и отделяются рудоносные растворы. В каком состоянии находится газовая фаза в вулканических очагах, как она отделяется, как формируются гидротермальные растворы — в этих вопросах пока нет полной ясности.

ЛИТЕРАТУРА

Асланян А. Т. Исследования по теории тектонической деформации Земли. Изд-во АН АрмССР, 1955.

Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. — Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.

Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулканизма. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. — Тр. ГГИ УФ АН СССР, 1959, вып. 43.

Казарян А. Г. О вторичных кварцитах Армянской ССР. — Докл. АН АрмССР, 1965, т. XL, № 1.

Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. — Изв. вузов, геология и разведка, 1960, № 9.

Саакян П. С. О рудообразующих флюидах и растворах. — Генетические проблемы руд. МГК, XXI сессия. Госгеолтехиздат, 1960.

Эри А. Отчет об исследовании Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елисаветопольской губернии. — Матер. для геологии Кавказа, кн. 9, серия III, 1910.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К. М. МУРАДЯН

(ИГН АН АрмССР)

Армянская ССР — область широкого развития палеовулканизма и новейшего вулканизма, и выявление металлогенической роли этих образований является первоочередной задачей, которая имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение.

В последние годы в ИГН АН Армянской ССР проводятся исследования по разработке поисковых критериев для выявления слепых рудных тел колчеданного типа. С этой целью автором были проведены комплексные геологическое и минералого-геохимические исследования в Базумском рудном районе, представляющем собой зону палеогенового вулканизма (и плутонизма) собственно геосинклинального этапа. В итоге были выявлены основные закономерности по вулканизму, метаморфизму и локализации колчеданного оруденения: серноколчеданного, медноколчеданного, колчеданно-полиметаллического (и золоторудного) в пределах отдельных тектоно-вулканических структур рудных полей Базумского рудного района.

Базумский рудный район расположен в центральной части Северной Армении и в виде зоны шириной в 15—30 км протя-

гивается в близширотном общекавказском направлении почти на 100 км. Он охватывает бассейны среднего и верхнего течения рек Агстев, Тандзут, Памбак, Черной и Желтой, слагая центральную часть Базумского и северный склон Памбакского хребтов (рис. 1). Рудный район расположен в пределах четко выраженной тектонической структуры Малого Кавказа, сформировавшейся на месте зоны глубинных разломов, возникших в начале среднеальпийского этапа складчатости, и прошедшей полный цикл геосинклинального развития в палеогене (А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, А. В. Пейве, В. Е. Хаин и др.). Район выделяется в виде самостоятельной структурной металлогенической единицы, как центральная часть западного окончания Севано-Амасийской металлогенической зоны (И. Г. Магакьян, 1967). Зона глубинных разломов со своими многочисленными ответвлениями, заложенная еще в верхней юре (?), играла важную и основную роль и обусловила тесную взаимосвязь вулканизма (плутонизма) и металлогении района.

Район характеризуется большими (6—7 км) мощностями вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных образований мела и палеогена; наличием преимущественно линейно-вытянутых, обычно с ундулирующими шарнирами антиклинальных и синклинальных складок; развитием серии региональных разломов на крыльях Агстевской антиклинальной складки общекавказского простирания, протягивающейся по всему району от Дилижанского до Чибухлинского рудного поля. Здесь выделяется несколько структурных ярусов: нижний — палеозой верхнеюрский; затем средний, включающий отложения нижнего и верхнего мела, палеоцена, нижнего-среднего эоцена; и верхний с отложениями верхнего эоцена — нижнего и среднего олигоцена и постмиоцена, которые фиксируются перерывами и трансгрессивными налеганиями свит и формировались в течение длительного периода времени. Общий план складчатых и разрывных нарушений почти совпадает во всех структурных ярусах. Унаследованный тип развития структур характерен для крупных, длительно развивающихся прогибов, примером которых является исследуемый рудный район. Район характеризуется также наличием очагов (эпицентром) землетрясений, густым расположением изолиний силы тяжести (по данным геофизических исследований) и многочисленными минеральными источниками. Это позволяет допустить возможность неоднократного обновления глубинных разломов и их активную «жизнь» в современную геологическую эпоху.

Магматизм исследуемого района генетически тесно связан с зонами глубинных разломов и отражает общую историю неотектонического развития региона, о чем свидетельствует линейная вытянутость (общекавказская — СЗ) всех магматических образований, контролирующихся региональными складчатостями и разрывными нарушениями. Наиболее интенсивно

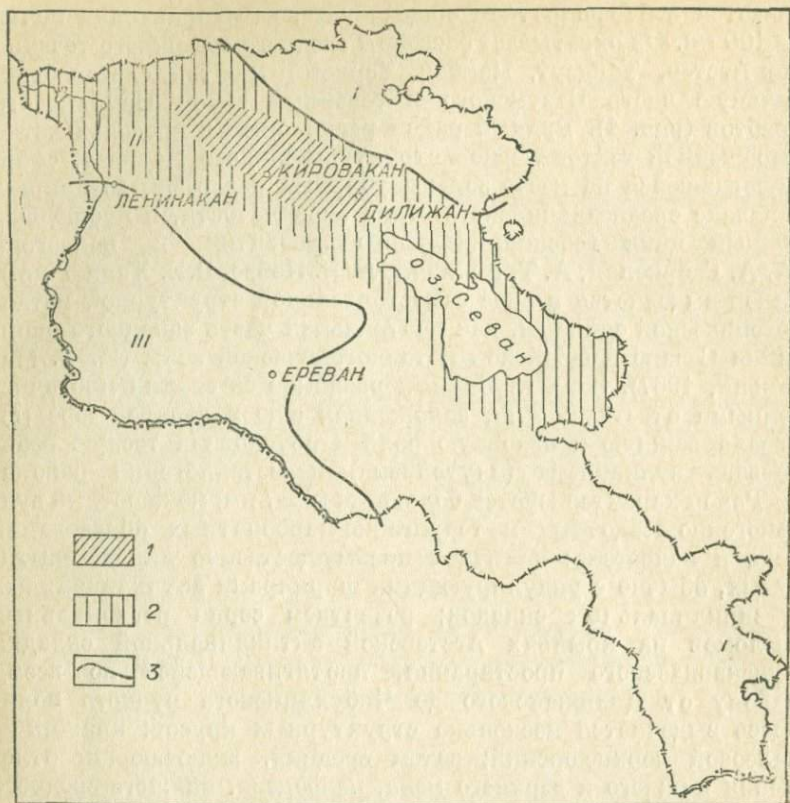


Рис. 1. Положение Базумского рудного района (Армянская ССР).
 1 — Базумский рудный район; 2 — Северо-Ширакский синклиниорий; 3 — границы структурно-формационных областей: I — раннеальпийской, II — среднеальпийской, III — позднеальпийской складчатости.

вулканическая и плутоническая деятельность протекала в средне- и верхнеэоценовое время, в результате чего здесь сформировались тесно взаимосвязанные разнообразные по составу и глубинности магматические образования. Нами они рассматриваются в виде трех комплексов: вулканогенного, субвулканического, интрузивного. Изучение структурно-геологических, петрографических, петрохимических, акцессорно-минеральных и геохимических особенностей рассматриваемых магматических комплексов дало основание говорить о том, что они взаимосвязаны и соответствуют определенным этапам тектонического развития среднеальпийской складчатой области Малого Кавказа, образовавшим две единые вулканогенно-интрузивные ассоциации: среднеэоценовую и верхнеэоценовую (К. М. Мурадян, 1965, 1966, 1967, 1968, 1969).

Детальное изучение среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциации позволило расчленить ее и рассмотреть отдельно вулканогенные, субвулканические и интрузивные образования (комплексы) с характерной для них минерализацией и развитием метасоматических изменений (табл. 1).

В среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциации минерализация проявлена сопряженно, с одной стороны, в тесной пространственной связи с вулканогенным и субвулканическим комплексами и, с другой, — с гранитоидным интрузивным комплексом. В последнем случае она представлена контактово-метасоматическими и гидротермальными рудопроявлениями (Якшатовая балка, Блдргани юрт и др.) прожилково-вкрапленных медно-гематитовых руд в кварц-биотитовых измененных зонах экзо-эндоконтактных частей интрузивов (Дилижанский, Базумский, Хндзорутский, Чибухлинский и др.). Ранний вулканогенный комплекс практически непродуктивен, наблюдаются только рудопроявления медно-цеолитовых руд (например, в среднем течении р. Ванадзор), приуроченных к корням потоков миндалекаменных андезитов-базальтов, сопровождаемых халькопиритом, цеолитом, пренитом, хлоритом, опалом, эпидотом (клиноцоизитом).

В исследованном районе наиболее дискуссионными и сложными являются вопросы геологической природы, структурного положения, возраста, времени и места формирования субвулканического комплекса на общем фоне развития магматизма района, а также метасоматизма и минерализации.

Проведенные детальные исследования в пределах Базумского рудного района позволили внести некоторые коррективы в представления о геологической природе экструзивно-вулканогенных образований среднего эоцена и по-новому рассмотреть условия их образования и рудоносности.

1. В среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциации выделен комплекс кислых субвулканических пород и выяснены сложнофациальный характер, место и время его образования в общей схеме развития магматизма района.

2. Установлены фации экструзивно-вулканогенного комплекса, которые поделены на покровные, экструзивные, жерловые и субвулканические. Различные суждения о характере этих образований, по всей вероятности, обусловлены сложностью морфологии и характера становления разных фаций субвулканического комплекса вообще и тем, что до сих пор эти образования не были специально изучены. Рассматриваемые фации субвулканического комплекса характеризуются комагматичностью, которая выражается общим сходством геологических, петрографо-петрохимических и акцессорио-минералогических особенностей.

Металлогеническая и акцессорно-минеральная характеристика

Ассоциация	Комплексы	Фациальный состав комплекса	Акцессорно-минеральная специализация	Рудное поле
Среднеэоценовая вулканогенно-интрузивная	Интрузивный	Габброиды, кварцевые диориты, гранодиориты	Циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит, пирит, халькопирит, самородные медь, цинк	Чибухлинское
	Субвулканический	Липарито-дацитовые липаритовые (кварцевые порфиры)	Титаномагнетит-магнетит, ильменит, иодит, пирит, скрученный пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, реальгар, киноварь, самородное золото, железо, медь, свинец, цинк, флюорит, барит, циркон, апатит, сфен, рутил, эпидот	Пушкинское
	Вулканогенный	Андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты	Апатит, циркон, сфен, лейкоксен, аурипигмент, реальгар, титаномагнетит, пирит, халькопирит	Тандзутское Дилижанское

3. Выявлено структурно-геологическое положение жерловых и субвулканических тел, располагающихся на северном и южном крыльях региональной Агстев-Чкнахской антиклинали: они контролируются зонами региональных размывных нарушений — Маймехской, Дилижанской, Казачьбугорской, Тандзутской, Пушкинской, Чибухлинской. Установлено, что региональная система нарушений с.-з. направления заложена еще до формирования палеовулканических аппаратов и контролирует центры кислых среднеэоценовых вулканов (жерла), образуя тектоно-вулканические структуры (А. Н. Заварицкий, 1936; В. Н. Котляр, 1955—1969); предыдущие исследователи эти структуры принимали за оси антиклиналей или брахи-антиклиналей (например, Тандзутской, Казачьбугорской, Чернореченской и др.). Образование этих вулканических структур обусловлено сочетанием огромных внутренних напряжений земной коры под воздействием магмы (снизу вверх) и омоложения региональных разломов. Вулканические структуры были выявлены при помощи сравнительного изучения элементов залегания пород толщи Базумской свиты и жерловых, субвулканических тел.

4. Установлен среднеэоценовый (доверхнеэоценовый) возраст субвулканического комплекса и минерализации, который подтвержден радиологическим определением абсолютного возраста

среднеэоценовой магматической ассоциации Базумского рудного района

Основные месторождения и рудопроявления	Гинетический тип минерализации	Фашии метасоматизма
Якшатова балка, Блдргани курт и др.	Пневмо-гидротермальный: медно-гематит-магнетитовый	Кварц-биотитовый-мусковитовый
Арцруни, Маймехское, Казачий бугор, Фролова балка, Тандзут, Бари-Андраники джур, Ванадзор. Жданов, Заман, Пушкинское, Чернореченское, Рудокоп, Желтореченское, Арманис, Памбак, Дарбас, Арчут и др.	Гидротермальный)	Серноколчеданный, медно-колчеданный, колчеданно-полиметаллический (позолоторудный); Монокварцевый, кварц-диаспоровый, кварц-алунитовый, кварц-баритовый, кварц-пирофиллитовый, кварц-серпичитовый, кварц-хлорит-серпичитовый, пумпеллит-альбит-хлоритовый, хлорит-карбонатный, амфибол-эпидотовый
Среднее течение р. Ванадзор	Медный	Эпидот-хлоритовый (с пренимом, цеолитом, опалом)

та (40—49 млн. лет) по калий-аргоновому методу (табл. 2).

5. Отчетливо устанавливается, что колчеданная минерализация района в пределах отдельных рудных полей (Дилижанского, Тандзутского, Пушкинского и Чибухлинского) контролируется теми же тектоническими нарушениями регионального (локально-вулканические структуры) значения, к которым приурочены жерловые фашии — некии кислого субвулканического комплекса. В пределах локальных вулканических (жерловых) структур перемещения (вдоль этих нарушений) в дальнейшем неоднократно возобновлялись. На раннем этапе они были связаны с пульсирующим поступлением магм, в дальнейшем — с рудной тектоникой и ее омоложением, которое приводило к раздроблению пород жерловой и субвулканической фашии: расланцевание, раздробление межпластовыми срывами и рудоотложение.

6. В пределах отдельных рудных полей (на Дилижанском, Тандзутском, Пушкинском, Чибухлинском) внутри и вокруг этих тектоно-вулканических построек, являющихся своеобразным структурно-морфологическим поисковым критерием, наблюдается четкая взаимосвязь горизонтальной и вертикальной метасоматических фашии вторичных кварцитов и прожилитов с тремя стадиями минерализации, телескопированными и разобщенными во времени и пространстве. При этом ранняя серно-

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста субвулканических пород и минерализации Баумского рудного района *

Образец	Порода и место взятия пробы	K, %	K^{40} , 10^{-6} , гр/гр	Радиоге- нный ар- гон, %	$Ar^{40} \cdot 10^{-9}$, см ³ /г	$Ar^{40} \cdot 10^{-6}$, г/г	$Ar^{40} \cdot K^{40}$ 10^{-4}	Возр. млн. л.	Среднее значение абсо- лютного возраста (шка- ла ОНЗ АН СССР), млн. лет
КМ-27(258)	Серицитизированный и окварцованный липаритовый порфир с колчеданным оруденением. 2,5—3 км к ЮЗ от с. Лермонтово, Таидзутский некк (карьер)	4,59	5,60	74,0	7,0	12,56	2,24	40	41±1
		4,59	5,60	77,8	7,21	12,90	2,30	42	
КМ-16(206)	Серицитизированный, окварцованный липаритовый порфир. 2,5 км к СЗ от с. Лермонтово, Лермонтовское тело	3,15	3,83	54,3	4,95	8,85	2,31	42	41±1
		3,15	3,83	56,0	4,81	8,60	2,24	40	
КМ-14(76)	Свежий липаритовый (кварцевый) порфир. 2 км. к СЗ от с. Лермонтово, Лермонтовское тело	2,94	3,59	63,2	5,55	9,90	2,76	49	48±1
		2,94	3,59	52,5	5,25	9,39	2,62	47	
		2,94	3,59	74,0	5,50	9,85	2,74	49	

Согласно Первой Советской шкале абсолютной геохронологии — конец среднего эоцена.

* Анализы проведены в лаборатории абсолютного возраста ИГи АН Армянской ССР с точностью ±8—10%.

колчеданная стадия везде тесно сопровождается кварц-пиррофиллитовой, кварц-серицитовой, монокварцевой фациями изменения; медноколчеданная стадия сопровождается кварц-серицит-хлоритовой, монокварцевой; колчеданно-полиметаллическая — кварц-серицитовой фацией изменения. Синхронная метасоматическая измененность и минерализация носили пульсационный (полиасцедентный) характер во времени и пространстве, образуя зональность вокруг тектоно-вулканических структур, в сопряженных зонах интравулканических разломов. Следовательно, вышеуказанные фации вместе с магматическими и структурными факторами являются основным поисковым критерием для обнаружения слепых рудных тел (серноколчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических) колчеданной формации в пределах исследуемого рудного района. Эти метасоматические фации с определенным составом минерализации представляют собой отдельные (стадийные или пульсационные) проявления единого прерывисто-непрерывного процесса рудоотложения.

Четкая приуроченность вторичных кварцитов к центральным частям кислых палеовулканов (вулканических — жерловых структур), образующих соответственно одноименные месторождения и рудопроявления — Дилижанское, Арцруни, Казачьбугорское, Тандзутское, собственно Тандзутское, Желтая речка, Бари джур, Андраники джур, Ванодзорское, Пушкинское, Чибухлинское, Чернореченское, Желтореченское и Арманис, — позволяет считать, что эти образования представляют продукт изменения экструзивных, жерловых, субвулканических и околожерловых пород вулканических аппаратов (рис. 2).

7. В месторождениях и рудопроявлениях исследуемого района оруденение телескопировано, а руды представлены мелкозернистыми колломорфными структурами; процесс рудообразования в подобных случаях происходил из гидротермальных пересыщенных растворов, в близповерхностных условиях при непосредственном сообщении вулканических каналов (трещин) с поверхностью, в условиях различного взаимодействия эксгаляций и конденсатов с подземными водами, при быстром охлаждении и падении температуры и высоком кислородном потенциале.

8. Учитывая структурно-геологическое положение, околорудно-гидротермальную измененность, текстурно-структурную и минералого-геохимическую особенность руд (пород) и явления телескопирования, приходим к выводу, что оруденение в рассматриваемых месторождениях и рудопроявлениях происходило в субвулканических условиях и его можно отнести к низко-среднетемпературному, вулканогенному (жерловому) — гидротермальному типу по И. Г. Магакьяну (1954, 1967) и по новой классификации В. Н. Котляра (1963, 1969) и В. И. Смирнова (1964, 1966).

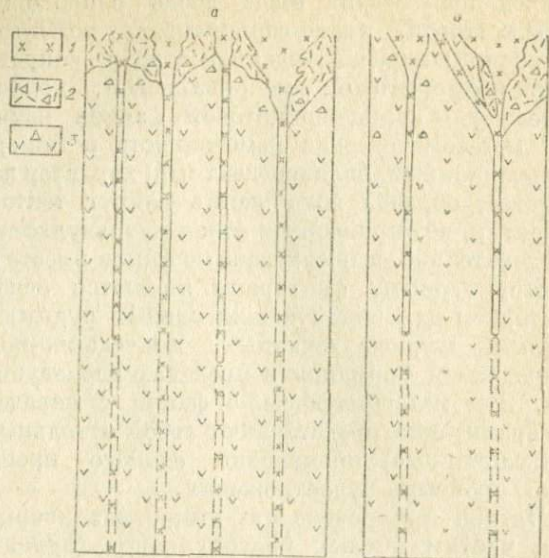


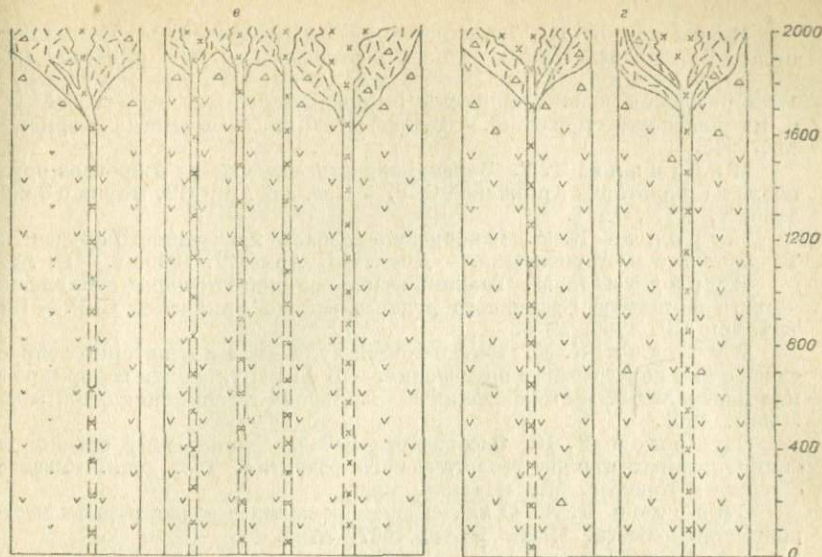
Рис. 2. Схема расположения субвулканических месторождений и рудного

Субвулканический комплекс: липарито-дацитовые, липаритовые (кварцевые) порфировый) комплекс: 3 — андезиты, андезито-базальты, их туфы, туфобрекчии. Рудные

Приведенный выше анализ взаимообусловленности фаций магматизма и метасоматизма с минерализацией в сочетании с вулканическими структурами (и зонами разломов) является одним из основных поисковых критериев для обнаружения скрытого оруденения колчеданного типа в пределах Базумского рудного района Армянской ССР (Севано-Амасийской структурно-формационной зоны Малого Кавказа).

Дальнейшие исследования должны быть направлены на специальное крупномасштабное изучение рассматриваемых месторождений и рудопроявлений в сочетании с геофизическими и геохимическими (эндогенным геохимическим ореолом) методами исследований, позволяющих выявить детали рудоносных вулканических структур и зон разломов.

Колчеданные месторождения и рудопроявления отдельных рудных полей (Дилижанское, Тандзутское, Пушкинское, Чибухлинское) исследуемого рудного района по условиям рудообразования проявляют много общих черт с особенностями месторождений и рудопроявлений Малого Кавказа: Алавердского рудного поля (Алаверди, Шамлуг, Ахтала), Кафанского (Кафан), Чиракидзор-Тоганалийского (Чиракидзор) и Маднеульского (Маднеули), а также со многими колчеданными месторождениями Северного Кавказа (Уруп, Худес, Бескес), Алтая, Казахстана, Урала (Блявинское, Комсомольское) и др. Ха-



рудопроявлений по отдельным рудным полям в пределах Базумского района.

Фирь: 1 — субвулканическая фация, 2 — жерловая фация. Вулканогенный (эффузия): а — Чибухлинское, б — Пушкинское, в — Тандзутское, г — Дилижанское.

рактерно, что везде в тесной пространственной связи с этими образованиями наблюдается колчеданная минерализация с соответствующими фациями метасоматитов (вторичных кварцитов и пропилитов). С этой точки зрения, полученные нами новые данные в связи с выяснением сложнофациальной природы этого комплекса должны иметь определенное практическое и теоретическое значение для правильного подхода к изучению аналогичных образований и к решению основных вопросов вулканизма и металлогении этих структурно-формационных металлогенических зон.

ЛИТЕРАТУРА

Габриелян А. А., Саркисян О. А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван, ЕГУ, 1968.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1936, вып. 5.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. — Рудобность вулканогенных формаций. М., 1965.

Котляр В. Н. Рудные формации в магматических комплексах (соотношение фаций глубинности магматизма, метасоматизма, геологической структуры и оруденения) — В кн.: «Эндогенные рудные месторождения». М., «Недра», 1968.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки.— Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965.

Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, 1966, т. XIX, № 4.

Мурадян К. М. К вопросу о возрасте колчеданного оруденения Тандзутского месторождения.— Докл. АН АрмССР, 1965, т. XL, № 4.

Мурадян К. М. Геохимические особенности пород субвулканического комплекса Базумского рудного района Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, 1966, № 6.

Мурадян К. М. Палеогеновый вулканизм и некоторые вопросы связи с ним колчеданного оруденения.— В кн.: «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне». Львов, 1969.

Смирнов В. И. Особенности металлогении ранней стадии геосинклинальных циклов геологического развития. Тез. докл. выездной сессии на Кавказе. М., «Наука», 1966.

Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений.— Вестн. Моск. ун-та, 1967, № 5.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ АРМЯНСКОЙ ССР

А. А. АДАМЯН
(ИГН АН АрмССР)

Верхнеплиоценовые базальтовые лавы образуют обширные поля: Приереванское [2], Лорийское [3], Ахурянское [4] в Армении и Ахалкалакское плато [5] в Южной Грузии. Лавы представлены в основном двумя мощными, по 100—120 м, покровами долеритов. Каждый покров сложен из нескольких маломощных потоков идентичного состава. Покровы разделены маломощным слоем озерно-речных отложений. Лавы нивелировали слабо пенецлинизированный доверхнеплиоценовый рельеф, заполнив крупные и широкие речные долины (Дзорагет, Дебет, Раздан и др.).

Результаты детальных исследований базальтовых лав Приереванского района и Лорийского плато, а также анализ литературных данных и исследования Ахурянского и Ахалкалакского плато позволили автору выделить тип высокоглиноземистых базальтов и показать их сходство с высокоглиноземистыми базальтами Японии (табл. 1), описанными Х. Куно (1963).

Химический состав высокоглиноземистых базальтовых лав Армении и других регионов

Описание	Лорийское плато		Васейн р. Ахурия	Приереванский район			Ахалкалакское плато Грузии		Базальты Японии по Х. Куно					Долерит Карру по Уокеру	
	1	2		4	5	6	7	8	высокоглиноземистые			щелочные		толеитовые	
			9						10	11	12*	13	14**	15	
SiO ₂	48,00	50,05	50,68	51,7	48,87	49,39	49,5	49,9	49,51	50,99	51,09	49,16	53,99	51,25	52,50
Al ₂ O ₃	19,95	17,28	18,09	16,65	18,29	18,62	17,9	17,34	18,19	17,14	17,62	16,09	16,11	14,73	15,4
Fe ₂ O ₃	1,60	6,43	7,22	4,59	5,65	4,79	10,7	7,48	2,89	4,53	2,64	2,89	3,78	3,82	1,20
FeO	9,36	4,24	4,21	3,92	2,32	5,14	—	3,30	7,66	8,06	8,42	10,42	7,29	10,22	9,30
MgO	3,60	5,54	5,13	4,24	4,91	5,94	5,1	5,6	7,07	5,11	5,09	4,01	2,70	5,47	7,10
CaO	10,05	9,15	8,56	10,23	11,95	9,68	9,6	9,1	9,83	9,78	9,68	9,37	6,07	11,73	10,3
Na ₂ O	3,72	3,77	4,40	3,66	2,37	2,71	2,5	2,51	2,49	2,32	2,80	3,32	4,69	1,85	2,10
K ₂ O	0,95	1,80	1,30	2,01	1,82	1,23	1,1	1,92	0,48	0,46	0,76	1,26	1,54	0,26	0,80
H ₂ O ⁺	—	0,14	0,03	—	—	—	—	0,5	0,45	0,64	0,28	0,52	0,74	0,11	—
H ₂ O	0,24	0,27	0,22	0,1	1,61	1,76	1,2	0,4	0,27	0,17	0,06	0,42	0,77	0,02	—
TiO ₂	1,80	1,17	0,14	0,99	0,68	0,9	1,0	1,35	0,64	1,06	1,38	2,04	1,48	0,81	1
P ₂ O ₅	—	0,13	—	—	—	0,2	—	0,59	0,17	0,17	0,26	0,69	0,87	0,13	0,10
MnO	0,16	0,15	0,01	0,20	0,09	0,13	—	0,15	0,28	0,23	0,21	0,20	0,23	0,28	0,2
S	—	—	—	0,05	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	Не опр	—
Н. п. п.	0,60	0,45	—	1,31	1,81	0,54	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,36	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,03	100,57	99,99	99,65	100,37	100,17	99,4	100,42	99,93	100,66	100,29	100,39	100,26	100,68	100,00
Ou	—	—	—	—	1,7	0,8	—	—	—	6,07	2,04	—	3,66	5,34	—
Ol	—	—	—	—	—	2,96	—	—	1,77	—	—	5,16	—	—	—
FeO/MgO	1,40	0,6	—	—	—	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечания. * Включает (CeY)₂O₃, ZrO₂, BaO.

** Включает (CeY)₂O₃, ZrO₂, BaO, S. 1 — оливиновый базальт, бассейн р. Дебет, ст. Туманян, коллекция А. А. Адамян, анализ 3. Ш. Гаспарян. 2 — долерит (средний из нижних и верхних), Лорийское плато, коллекция А. А. Адамян, анализ А. А. Петросян. 3 — нижний долеритовый базальт, у с. Амасия, ущелье р. Ахурия, коллекция Э. Х. Харязян (1968). 4 — плагиоклазовый базальт. 5 — авгитовый базальт (средний из нижних и верхних). 6 — долерит (средний из нижних и верхних), Приереванский район, коллекция А. А. Адамян, анализ А. А. Петросян. 7 — долерит (средний из машаверского и храмского потоков), коллекция А. А. Адамян. 8 — долерит, ущелье р. Храми, с. Арахло, заимствован у Н. И. Схиртладзе (1958), обр. 35. 9 — Olivine basalt, Maguro-yama lava; Amagi. Analist Tanaka (Tsuya, 1937). 10 — Olivin basalt, An ejected block in a basalt-lapilli bed at Wakago, Nii-zima. Analist Ktsura. 11 — Augite-bearing olivine basalt. Scoriaceous lava blok of A. D. 1707 eruption. Buzi. Analist, Tanaka (Tsuya, 1937). 12 — Olivine basalt. North-east of Tamaributi, Sibera Basin. Analist Nagashima (Nagashima, 1953). 13 — Mugearite. Oidaira, Sidara basin. Analist Haramura. 14 — Aphyric basalt, Okata, O-sima. Analist (Iwasaki, 1935). 15 — средний состав долеритов Карру по Уокеру (без воды).

Высокоглиноземистые долериты Армении характеризуются высоким содержанием глинозема (в среднем 18,17%), сравнительно низким — окислов Mg^{2+} , Fe^{2+} и преобладанием Fe^{3+} , а также несколько повышенным содержанием щелочей (5,22%). Отношение $Na_2O/K_2O=2,5$. Нормативного кварца в лавах Приереванского района и нормативного оливина в лавах Лорийского плато немного — 0,8 и 2,3% соответственно. Из рассеянных элементов в исследуемых породах присутствуют Sr, V, Co, Ni, Ca, и Zr в количествах выше кларковых; Ti, Mn, Cr, Cu, Pb, Y, Ba — почти в кларковых количествах; Zn — ниже кларка.

Установлено, что высокоглиноземистые долеритовые покровы возникли в разное время, однако редкие элементы распределены в них равномерно, что ясно видно из постоянства отношения $Ca \cdot 1000/Al=0,3$, $Ni \cdot 1000/Mg=9$, $Ni/Co=3,3$ и др. Такое постоянство свидетельствует, во-первых, о значительной гомогенизации расплава и, во-вторых, о кратковременности перерыва между двумя излияниями лав, образовавших покровы.

Содержание лития по отношению к магнию в разновременных покровах долеритов дает представление о дифференциации расплава. По предположению Л. Штрока (Strock, 1936), подтвержденному С. Нокколдом и Р. Митчеллом (1952), критерием стадии дифференциации является концентрация Li по отношению к Mg в более поздних дифференциатах. В двух мощных относительно разновременных покровах долеритов замечено небольшое уменьшение указанного отношения в более позднем покрове. Его практически можно считать постоянным и равным 1,5. Это говорит об отсутствии дифференциации в очаге базальтового расплава. Об отсутствии дифференциации в очаге исследованных лав свидетельствует также уменьшение отношения FeO/MgO от раннего к более позднему покрову долеритов (1,46 и 0,55 соответственно).

В состав высокоглиноземистых долеритов входят лабрадор, хризолит (содержащий алюминий) и авгит. Из акцессорных минералов обнаружены циркон, апатит, сфен, единичные знаки рутила, корунда, ильменита и сфалерита, из рудных минералов присутствуют титаномagnetит, гематит, пирит, самородный цинк, в очень ограниченном количестве — халькопирит.

Остановимся кратко на особенностях минералов высокоглиноземистых базальтовых лав (на примере Лорийского плато и Приереванского района).

В исследованных породообразующих минералах заметно завышенное содержание глинозема. Так, по аналитическим данным, в лабрадоре количество Al_2O_3 достигает 30%, в авгите — 9%, а в оливине — в среднем 8% (Адамян, 1968) (табл. 2, 3, 4). Для этих минералов характерен кальциевый облик. Изученный авгит постоянно содержит от 21 до 35% кальциевого силиката (волластонита) при значительной ва-

Плагноклазы из высокоглиноземистых долеритов

Оксид	Лорийское плато					Приереванский район				
	38	40	44	51	51a	23	74/46	11	57a	58
SiO ₂	49,02	52,05	50,20	50,35	50,32	53,04	52,04	52,70	52,6	53,56
Al ₂ O ₃	28,66	28,79	25,56	30,16	28,81	29,37	25,08	28,42	27,89	28,42
Fe ₂ O ₃	0,84	1,26	1,3	0,84	0,84	0,65	1,13	0,13	—	1,02
FeO	—	—	1,5	—	—	0,20	0,90	0,30	1,80	0,16
CaO	12,78	10,50	14,48	12,33	13,0	11,0	10,16	10,26	10,94	10,83
MgO	0,68	0,90	1,27	0,97	0,72	0,75	4,02	2,0	1,88	0,41
Na ₂ O	4,50	5,0	4,30	4,50	4,50	3,75	4,25	5,25	4,67	4,27
K ₂ O	0,75	0,87	0,65	0,79	0,75	0,67	2,55	0,95	0,71	0,84
П. п. II	—	—	—	—	—	0,70	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,26	0,36	0,12	0,27	0,03
MnO	—	—	—	—	0,01	—	—	0,01	—	—
Сумма	100,18	100,29	99,46	100,18	100,38	100,14	100,49	100,41	100,76	99,61

Примечание. Обр. 38, 40, 44, 51 — из нижнего долерита, Лорийское плато, анализ А. А. Петросян. 51a — из верхнего долерита, Лорийское плато, анализ З. Ш. Гаспарян. 23 — из плагноклазовых базальтов, Приереванский район. 74/46 — из авгитовых базальтов, Приереванский район. 11 — из нижнего долерита, Приереванский район. 57a — из верхнего долерита, Приереванский район. 58 — из базальтов и диабазов по Дали.

риации концентраций магнезиального и железистого силиката.

В высокоглиноземистых базальтовых лавах, по данным Х. Куно, отсутствуют реакционные взаимоотношения между оливином и пироксеном, что подтверждается и нашими наблюдениями.

Из рудных минералов наиболее распространен в исследованных долеритах титаномagnetит. По аналитическим данным, TiO₂ в титаномagnetитах 12—16%. Это больше, чем теоретический показатель. Такое несоответствие, вероятно, можно объяснить несколько отличным химическим составом расплава высокоглиноземистых долеритов (табл. 5).

В лабрадоре преобладают галлий, цирконий, иттрий, стронций и барий по сравнению с авгитом, оливином и титаномagnetитом. Ванадий концентрируется в титаномagnetите, почти отсутствует в оливине и в малом количестве содержится в лабрадоре. Небольшая концентрация никеля наблюдается в оливине, еще меньше — в авгите и титаномagnetите, в лабрадоре он практически отсутствует.

Кобальт в авгите и оливине содержится в одинаковом количестве, в титаномagnetите его в два раза меньше, еще меньше его в лабрадоре.

Ниобий характерен только для титаномagnetита. В авгите марганец встречен в небольшом количестве, несколько меньше его в оливине и титаномagnetите и намного меньше в лабрадоре.

Наибольшая концентрация свинца и цинка наблюдается в лабрадоре. Медь в лабрадоре, оливине и титаномagnetите

Клинопироксены основной массы базальтов

Оксид	Пироксены из высокоглиноземистых базальтов							Пироксены из толеитовых базальтов					
	Армения							Япония					
	44	33	23	74/46	75	7	8	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,8	47,04	47,0	48,56	46,75	50,06	51,80	50,8	50,72	48,55	49,72	49,68	49,98
Al ₂ O ₃	9,41	8,57	8,17	11,60	2,85	3,63	0,73	2,5	0,98	2,35	0,59	0,78	0,04
Fe ₂ O ₃	2,81	3,95	7,8	0,28	6,66	1,54	3,65	0,7	0,35	1,99	3,74	3,29	1,64
FeO	9,36	8,15	—	2,99	3,73	4,93	5,61	13,6	21,10	16,05	18,12	18,15	23,22
MgO	14,40	10,0	16,38	15,0	15,44	16,50	17,14	17,4	12,23	19,72	16,44	16,19	12,73
CaO	15,74	20,05	20,08	20,0	21,86	21,45	20,44	14,3	13,35	10,20	9,56	9,90	11,11
Na ₂ O	0,83	He опр.	0,6	0,57	1,07	0,22	0,42	n.d.	0,33	0,35	0,42	0,65	0,29
K ₂ O	0,15	»	0,18	0,17	0,30	0,04	0,00	n.d.	0,13	0,12	0,07	0,15	0,16
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,24	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	0,17	0,10	n.d.
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,16	0,50	0,02	0,00	n.d.	0,09	n.d.	0,00	0,00	0,12
TiO ₂	0,15	2,34	0,73	0,80	1,15	1,07	0,50	0,2	0,15	0,33	0,73	0,56	0,27
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	n.d.	tr.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	»	»	»	»	0,07	0,20	0,22	0,4	0,37	0,23	0,78	0,59	0,27
SrO	»	»	»	»	—	n.d.	n.d.	n.d.	0,09	n.d.	n.d.	n.d.	0,16
	99,65	100,1	100,94	100,13	100,38	99,90	100,61	99,9	99,89	99,89	100,34	100,04	99,99

Примечание. Обр. 44 — из нижнего долерита, Лорийское плато, аналитик А. А. Петросян. 33 — из верхнего долерита, Лорийское плато, аналитик А. А. Петросян. 23 — из плагиоклазового базальта, Приереванский район, аналитик А. А. Петросян. 74/46 — из авгитового базальта, Приереванский район, аналитик А. А. Петросян. 75 — из авгитового базальта, Приереванский район, аналитик З. Ш. Гаспарян. 1 — Augite from olivine basalt, Taga volcano. Analyst Kōnisi (Kuno, 1955). 2 — Augite from olivine basalt, Hatu-sima, just east of Taga volcano. Analyst Nacashima (Kuno, 1958). 4 — Subcalcic augite from aphyric basalt. Okata. O-sima. Analyst Nagashima (Kuno, 1958). 4 — Subcalcic augite from pyroxene basalt. A. D. 1778. lava of O-sima. Analyst Ossaka (Kuno, 1955). 5 — Subcalcic augite from pyroxene basalt. A. D. 1950 lava of O-sima. Analyst Ossaka (Kuno, 1955). 6 — Subcalcic augite from iron-rich schlieren in basalt flow. Okata O-sima. Analyst Nagashima (Kuno, 1955). 7 — Augite from olivine basalt of the Misaka Group (Older Miocene). South of Kazikazawa-guti Station north-west of Huzi volcano. Analyst Haramura. 8 — Augite from olivine dolerite (Miocene sheet). Nozoki, Yamagata Prefecture. Analyst Haramura.

Состав оливинов из высокоглиноземистых базальтовых лав Армении

Окисел	44/572	1(50,33)	75	44б
SiO ₂	38,0	35,2	37,0	38,0
TiO ₂	0,43	0,64	0,16	
Al ₂ O ₃	6,56	13,08	1,04	6,99
Fe ₂ O ₃	—	3,53	4,36	Не опр.
FeO	18,45	14,02	11,20	18,0
CaO	2,32	5,0	1,09	2,32
MgO	34,02	28,02	44,9	34,02
Na ₂ O	0,57	0,80	0,67	0,57
K ₂ O	0,15	0,12	0,32	0,15
H ₂ O	—	—	0,10	—
Сумма	100,5	100,41	100,77	100,05

Примечание. Обр. 44/572 — из нижнего долерита, Лорийское плато. 1 (50, 33) — из верхнего долерита, Лорийское плато. 75 — из авгитового базальта, Приереванский район. 44б — из верхнего долерита, Лорийское плато.

распределена почти равномерно; в авгите меди больше, чем в остальных минералах.

Из сказанного следует, что распределение рассеянных элементов в изученных минералах зависит от типа кристаллической решетки. В случае одинакового вхождения в более чем одну кристаллическую решетку (в соответствии с правилом Гольдшмидта) редкий элемент концентрируется в решетке более раннего минерала.

Таблица 5

Долериты комплекса эффузивов Лорийского плато (распределение рассеянных элементов в породе и минералах, г/т)

Элемент	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Расчетное содержание элементов в минералах	Недостаток
Ga	33,0	17,0	4,0	0,6	2,4	24,0	-27
Cr	150,0	8,8	201,0	29,0	26,5	265,3	+76
V	355,0	11,1	205,0	3,4	252,2	471,7	+33
Nb	—	—	—	—	3,6	3,6	
Ni	300,0	3,5	33,0	120,0	10,6	167,1	-44
Co	83,0	5,5	14,3	14,4	7,4	41,6	-50
Zn	30,0	30,8	14,5	11,9	19,4	76,6	+153
Sc	—	—	35,9	—	—	35,9	
Cu	150,0	8,8	19,5	6,9	8,0	43,2	-71
Zr	150,0	30,0	14,0	5,7	23,9	73,6	-51
Mn	1400,0	148,0	645,0	490,0	426,0	1709,0	+22
Y	32,0	10,0	6,1	1,7	—	18,6	-42
Sr	925,0	880,0	39,0	4,9	3,2	927,1	+0,2
Pb	10	27,6	3,0	0,3	1,6	32,5	+225
Ba	260	146,0	19,5	—	—	165,5	-36

Следовательно, установлено сходство петрохимических, минералогических и геохимических особенностей разновозрастных основных лав Северной Армении и Южной Грузии, что и позволяет предполагать их генетическую связь и принадлежность к серии высокоглиноземистых базальтов без следов дифференциации, с несколько повышенной щелочностью.

Своим происхождением изученные базальтовые лавы обязаны трещинному типу извержения. Магма мантийного происхождения, образовавшаяся примерно на глубине 200 км, по представлениям Х. Куно (Kuno, 1963), внедряется в верхние слои земной коры по швам структурных зон — зон глубинных разломов, которые возникают в большинстве случаев по границам геосинклинальных прогибов и геосантиклинальных поднятий.

В верхнеплиоцен-четвертичное время, по литературным данным, в условиях большой и особенно сквозной магмопроницаемости земной коры вдоль отдельных участков транскавказского поднятия (Армении и Южной Грузии) возникли регионально выдержанные открытые трещины, по которым, вероятно, произошло спокойное массовое излияние недифференцированной высокоглиноземистой базальтовой лавы.

ЛИТЕРАТУРА

Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района.— Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1961, т. XIV, № 6.

Адамян А. А. К геохимии лавовых образований Лорийского плато Армении.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, № 6.

Адамян А. А. Оливины из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, т. XXI, № 3.

Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейнов р. Ахурия АрмССР.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, т. XXI, № 5.

Схиртладзе Н. И. Постплиоценовый эффузивный вулканизм Грузии.— Изв. АН ГрузССР, 1958.

Нокколде С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов.— В кн.: «Редкие элементы в изверженных породах и минералах». ИЛ, 1952.

Kuno H. High alumina basalt.— Japanese Journal of Geology and Geography, 1957, vol. XXVIII, № 4.

Strock L. M. Zur Geochemie des Lithiums. «Nach d. Cosselld. Wiss. Cottingen» Math. Phys. KI Fachgruppe 4 n. s. 171 (1936).

Kushiro, Kuno H. Origin of primary basalt magmas.— J. Petrol., 1963.

К ВОПРОСУ О МОЛОДОМ ВУЛКАНИЗМЕ В КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

С. В. АЛБОВ

(Симферопольский ИМР)

Керченско-Таманская область (провинция) представляет собой молодую тектоническую зону, на территории которой происходит стык погружающихся навстречу друг другу горных систем Крыма и Большого Кавказа.

Углекислые воды области — восходящие трещинно-жилльные субтермальные с содержанием CO_2 свободной до 1000—2000 мг/л. В газовом составе их CO_2 от 36 до 96%. Крепкие сероводородные воды содержат CO_2 свободной до 400—800 мг/л. Анализ газа крепкой сероводородной воды из одной точки у Чокракского озера на Керченском полуострове показал (помимо сероводорода) углекислого газа 21%, метана 33% и азота 45%. В области имеются высокоазотные воды, отмечается грязевулканическая (сопочная) деятельность.

Среди грязевых вулканов выделяются углекисло-метановые и метано-углекислые на северо-востоке Керченского и северо-западе Таманского полуостровов со значительным и большим содержанием в газах CO_2 . В их газовых выделениях обнаружены также редкие газы, водород, окись углерода, пары серы и ртути, летучие соединения бора, мышьяка, сурьмы и, по-видимому, фосфора. Вблизи указанных грязевых вулканов и углекислых источников в воздухе содержится значительное количество ртути. В газах же нефтеносных структур и воздухе Керченско-Таманской области пары ртути и др. не обнаруживаются. Количество ртути в углекислых водах Керченского полуострова (до $4 \cdot 10^{-3}\%$) значительно превышает кларковое в земной коре ($7,7 \cdot 10^{-6}\%$). Аналитическим методом обнаружено ртути от 0,001 до 0,005 мг/л.

На Юго-Западной равнине Керченского полуострова бурением в нижнемеловых отложениях местами обнаружены метано-углекислые, азотно-углекислые воды и сухой газ CO_2 с большим количеством водорода.

В центральной и южной частях восточной половины Керченского полуострова геофизическими исследованиями установлено на глубине 5000 м от земной поверхности (глубже майкопских отложений) антиклинальное поднятие или подземный выступ. К северо-западу и северу от его контура на земной поверхности выходят углекислые источники. В районе же стыка Таманского полуострова с северо-западной частью Краснодарского края (в районе ст. Варениковской) геофизическими исследованиями выявлены в толще третичных отложений две куполовидные магнитные аномалии, связанные

(по Л. Н. Яковлевой) * с приподнятостью здесь фундамента впадины. Грязевые вулканы Гладковские, Семигорские и очень большой — Шуго, в выбросах которого содержатся обломки нижнемеловых песчаников с зернами киновари, юрских и изверженных пород, имеют (по Л. Н. Яковлевой) общий центр или один очаг в глубине. В обнажающихся у Гладковских (Большие Блеваки) сопок нижнемеловых (апт) отложениях Л. Н. Яковлевой обнаружены в кальцитовых прожилках угловатые зерна лимонита, магнетита, пирита, хромита и киновари.

В углекислых, высокоазотных водах и водах и грязях грязевых вулканов (сопок) Керченско-Таманской области содержится кремнекислота, калий, фтор, бор, барий, стронций, железо, марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, молибден, цирконий, медь, свинец, цинк, серебро, олово, галлий, ртуть, мышьяк, сурьма, германий, фосфор, водород, гелий и др.** Одни из углекислых источников выходят из чокракских известняков, другие из майкопских глин или четвертичных отложений. Независимо от того, из каких пород источники выходят, они содержат все указанные компоненты. Светло-серые чокракские известняки в местах выхода некоторых углекислых источников окрашены растворами перечисленных металлов в сиреневый, розовый, малиновый и бордовый цвет. В таманских (и в районе немного восточнее) углекислых и высокоазотных (по соотношению $Ag : N_2$) водах нижнего мела по баррем включительно содержатся еще вольфрам, местами значительное количество радона, много гелия. В газах Костыринских (б. Чонгелек) азотных терм на юго-востоке Керченского полуострова также определены водород и значительное количество гелия. Последнее (в связи с гелиеносностью Таманской зоны), вероятно, не случайно.

Отношение $He : Ag$ в газах углекислых источников Керченского полуострова гораздо выше, чем для нефтяных и сопочных газов области (в основном от 0,10 до 0,70). Это свидетельствует о повышенном содержании гелия, что может быть отнесено за счет подтока газа со значительной глубины. Отношение $Ag : N_2$ для этих вод, равное 0,004—0,007 или 0,4—0,7%, говорит о том, что азот глубинный по происхождению.

Рапа и ил Чокракского и Кояшского озер на Керченском полуострове тоже содержат бор, ртуть, мышьяк, сурьму и пр. В Кояшском озере есть и золото. В пресных подземных водах рифтовых известняков неогена севернее Семи Колодезей тоже обнаружены ртуть, серебро и др.

Изложенное позволяет предположить наличие в районе распространения углекислых и сопочных вод близко к поверхно-

* Краснодарская геологическая экспедиция.

** Содержание микроэлементов (металлов) в водах и сопочных грязях вследствие малого дебита акцессорное.

сти Земли рудопроявлений сульфидов металлов, а на большей глубине — полиметаллов другого химического состава.

В неогеновых породах Керченско-Таманской области присутствуют участками вкрапления, прослойки и линзы серы (местами значительные). По данным М. Г. Барковской (1967), в рифогенных известняках неогена нередко наблюдаются значительная фосфатизация, окремнение, цеолитизация, выделения железа, марганца, титана, пепловый материал как рассеянный, так и в виде небольших скоплений. В нерастворимых остатках темных включений из известняков присутствуют пироксены, базальтическая роговая обманка, оливин, вулканические стекла, обломки эффузивных пород и своеобразный комплекс рудных минералов (пирит, халькопирит, магнетит, в единичных знаках самородные железо, серебро, медь, свинец, цинк, золото, антимонит, киноварь). Почти повсюду в нерастворимых остатках известняков имеется барит.

На Керченском полуострове в прилегающих к рифогенным известнякам чешуях М. Г. Барковской обнаружены прослойки и желвакообразные образования стекловатых пород кислого состава, ассоциирующие со скоплениями цеолитов, вулканического пепла и кислотообразных глин, чередующиеся с диатомовыми глинами. Судя по минералогическому составу, крупности и количественному распределению пеплового материала, пеплы имеют местное происхождение, и очаги эксплозий подводного вулканизма приурочены к глубинным разломам.

Керченские железные руды содержат местами много фосфора, что заставляет предполагать его частичное (неорганическое) происхождение. Вероятно, отчасти глубинного характера мышьяк, ванадий, никель, кобальт и другие металлы в этих рудах. В них обнаружены также гидротермальные минералы мышьяка, очень редкие и оригинальные модификации следующих минералов: своеобразные хлориты и глаукониты, новый особый фосфатный минерал и пр. В керченских рудах встречаются также линзы и прослойки сопочных брекчий и бентонитовых глин.

Керченско-Таманская область геотермически аномальна. По тектоническим разломам субмеридионального и субширотного направления, известным и предполагаемым, и через глубокие каналы грязевых вулканов здесь происходит подток тепла с больших глубин. Геотермическая ступень на этой территории весьма понижена — по имеющимся у нас данным, 10—13 м° С.

Абсолютный возраст разломов или интрузивов в Керченско-Таманской области, с которыми связаны углекислые и азотные газы и воды, содержащие бор, ртуть, полиметаллы и другие элементы, а также термы, определяется ориентировочно (по формуле Козлова — на основании соотношения гелия и ар-

гона) с четвертичного периода по тортон (2-й средиземноморский ярус) включительно.

По-видимому, можно установить тесную связь между погружением периклинальных окончаний восточной части Крымского и западной части Кавказского хребтов, разломами, вероятным магматизмом (вулканизмом), грязевулканической деятельностью и формированием углекислых и глубинных высокоазотных вод Керченско-Таманской области.

Судя по приведенным данным, в Керченско-Таманской области, вероятно, должны были протекать в разные отрезки неогенового времени гидротермальные и пневматолитовые процессы и (весьма возможно) внедряться магма разного состава. Кроме того, по М. Г. Барковской, протекала эксплозивная деятельность на дне моря одновременно с отложением миоценовых и плиоценовых осадков. Следы и даже явные признаки такого рода явлений (о чем сказано выше) в ряде мест области устанавливаются.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют предполагать, что Керченско-Таманская область — территория небольшого по масштабу молодого (неогенового) вулканизма, обусловленного альпийскими движениями. Последний мог сказаться на некоторых геологических, гидрогеологических и геохимических факторах области, отмеченных выше.

Что касается грязевулканической (сопочной) деятельности, то она является отзвуком молодого вулканизма (магматизма) при определенной специфике литологии, гидрогеологии, нефтегазоносности и тектоники области в условиях погружения навстречу друг другу периклинальных окончаний Горного Крыма и Большого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

Альбов С. В., Морозов В. И. О микрокомпонентах в воде Чокракского озера на Керченском п-ове. Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 1. Изд-во Киев. ун-та, 1967.

Альбов С. В., Горяинов Е. П., Машир А. А. К вопросу о происхождении Чокракского озера в Крыму. — «Геол. ж.», 1968, № 1.

Барковская М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном. — Литология и полезные ископаемые. 1967, № 4.

Карасик М. А. Газовые ореолы рассеивания ртути вокруг грязевых вулканов на Керченском и Таманском полуостровах. Тез. докл. АН СССР и БССР. Минск, 1964.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ КИСЛОГО СОСТАВА КАВКАЗА И КАРПАТ

М. А. ПЕТРОВА

(МГУ)

Новейшие (неоген-четвертичные) вулканогенные образования кислого состава, т. е. породы с содержанием $\text{SiO}_2 > 63\%$ (Левинсон-Лессинг, 1940), известны в ряде районов Мал. и Бол. Кавказа и Карпат. Они принимают участие в строении крупных стратовулканов (Эльбрус, Арагац, Ишхансар и др.), образуют самостоятельные так называемые куполовидные вулканы, многофазные (Артени, Атис, Гехасар и др. в Армении) и моногенные (Береговое холмогорье на Карпатах), а также слагают мощные толщи игнимбритов и туфолоав (Нижне- и Верхне-Чегамский районы на Бол. Кавказе).

Описания состава и строения вулканогенных образований большинства районов их развития публиковались. В числе наиболее поздних можно отметить работы Ю. П. Масуренкова (1961), Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1961) по Бол. Кавказу, В. В. Наседкина (1963), С. Г. Карапетяна (1964, 1968) по Армении, В. С. Соболева и др. (1955), Е. Ф. Малеева (1964) по Карпатам. В то же время работ сравнительного характера для этих регионов почти нет или они касаются главным образом стекловатых пород, имеющих промышленное значение (Наседкин, 1963).

В ходе наших исследований по теме, включающей сравнительное изучение вещественного состава липаритов из разных регионов, получено 80 новых силикатных анализов эффузивов кислого состава из ряда районов Кавказа и Карпат. В каждом районе было отобрано не менее 5—10 проб из одного потока или субвулканического тела для получения представительных средних. Все анализы выполнены в одной химической лаборатории (Киевского университета), чтобы исключить при сопоставлениях межлабораторную ошибку, которая, по данным В. Г. Хитрова и Р. В. Кортман (1969), может достигать значительных величин и резко увеличивает долю аналитической дисперсии при оценке средних методами математической статистики. Контрольные анализы, выполненные в химлаборатории МГУ, показали удовлетворительную сходимость результатов.

Сравнительное изучение вулканогенных пород кислого состава разных районов Кавказа и Карпат показало большое разнообразие их петрохимических особенностей. Среди этих пород присутствуют дациты, липарито-дациты, липариты в градациях по кислотности Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1940),

Вулканогенные образования кислого состава

Район	Вулкан	Типы пород	
		кислого состава	связанные с ними среднего и основного состава
Малый Кавказ, Армения	Артени *	Резко преобладают липариты, очень редки дациты и липарито-дациты	Нет
	Гехасар * Ишхансар	Липариты Трахилипариты	» Трахиты, трахиандезиты, трахиандезито-базальты, трахибазальты
Большой Кавказ	Нижне-Чегемский район **	Игнимбриты, туфы и туфолавы липаритового состава	Нет
	Эльбрус ***	Липариты, липарито-дациты, дациты	Андезиты-дациты, андезиты, андезитобазальты
Карпаты	Береговое холмогорье ****	Липариты	Нет
	Черная гора *****	Дацинты, липариты	Андезиты, андезитобазальты

* С. Г. Карапетян (1964, 1968).

** Ю. П. Масуренков (1961), Е. Е. Милановский, Н. В. Кодоновский (1961).

*** Ю. П. Масуренков и др. (1965).

**** В. В. Наседкин (1963), Е. Ф. Малеев (1964), С. М. Спитковская и др. (1969).

***** Е. Ф. Малеев (1964).

Среднее содержание петрогенных окислов x (вес. %) и коэффициенты Кавказа

Вулкан	Число анал.	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
		\bar{x}	γ	\bar{x}	γ	\bar{x}	γ	\bar{x}	γ
		<i>Армения</i>							
Артени, липариты	8	75,67	0,4	0,02	31	12,99	1,4	0,46	45
Гехасар, липариты	14	75,31	0,7	0,03	84	13,04	1,8	0,19	70
Ишхансар, трахилипариты	5	66,83	0,9	0,41	12	15,55	1,0	1,31	32
<i>Большой Кавказ</i>									
Нижне-Чегемский район, игнимбриты	5	74,54	1,5	0,06	63	12,38	2,2	0,91	29
Эльбрус, липарито-дациты	8	69,26	3,6	0,23	10	15,32	12,4	1,25	65
»	5	65,73	0,9	0,47	27	15,68	5,2	1,79	33
<i>Карпаты</i>									
Береговое холмогорье, липариты	7	73,50	0,6	0,18	23	13,75	2,6	2,15	18
Черная гора, липариты Королевской горки	11	70,95	1,1	0,18	27	14,85	2,0	2,18	28
Черная гора, дациты	8*	66,07	3,2	0,21	46	15,98	5,0	2,98	6,7

* Анализы пересчитаны на безводные.

Таблица 1

некоторых районов Кавказа и Карпат

Объем из- верженно- го мате- риала, км	Морфологический тип образований	Структура и текстура пород	Ксенолиты и ксено- кристаллы
5	Лавовые потоки, пласты пирокластов, экструзии и др.	Преимущественно афировые, часто стекловатые	Отсутствуют
4,5- 0,001	Потоки »	То же Порфиновые	» Широко развиты
300	Плащеобразные по- кровы, некки, дайки	Обломочные, пор- фировые	Иногда встречаются
?	Лавовые потоки	Такситовые порфи- ровые	Широко развиты
6 0,001	Лавовые потоки, купола Субвулканические тела	Порфиновые и афи- ровые Порфиновые	Очень редки Часто встречаются

Таблица 2

вариации Y (%) в эффузивах кислого состава ряда районов
и Карпат

FeO		Fe ₂ O ₃ +FeO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		Na ₂ O+K ₂ O	
\bar{X}	Y	\bar{X}	Y	\bar{X}	Y	\bar{X}	Y	\bar{X}	Y	\bar{X}	Y	\bar{X}	Y
0,45	49	0,92	7,3	0,24	15	0,62	23	4,16	7,4	4,78	2,7	8,95	3,7
0,66	19	0,85	21	0,15	40	0,93	17	4,24	5,5	4,33	5,8	8,58	4,8
1,74	44	3,05	16	1,06	8	2,07	9	5,26	2	3,87	3	9,15	2
0,36	71	1,28	19	0,44	44	1,03	26	3,86	10	4,84	4	8,70	5
1,73	26	2,99	37	1,46	61	2,85		3,81	30,5	2,98	31	6,79	28
2,32	32	4,11	4	2,01	9,6	3,58	6	4,39	16	3,37	2,1	7,76	10
0,43	67	2,58	9,8	0,18	90	1,52	10	3,32	9	3,09	34	6,39	16
0,63	56	2,82	12	0,36	59	2,03	11	3,44	6	3,83	2,7	7,27	3,5
2,54	23	5,52	14	0,80	54	3,65	22	4,44	4,3	3,18	14	7,62	8

а также трахилипариты с различными соотношениями главных петрогенных окислов (Al_2O_3 , суммы железа, CaO , Na_2O , K_2O) в пределах каждой из указанных групп.

Несмотря на разнообразие химического состава кислых эффузивов Кавказа и Карпат, данные петрохимии в сочетании с геолого-петрографическими признаками позволяют выделить среди них разные в генетическом отношении группы. Такими признаками являются объем изверженного материала, степень его однородности, определяемая по статистическим параметрам (дисперсии, коэффициенту вариации) и наличие или отсутствие ксенолитов, парагенетические ассоциации эффузивов разного состава и степень устойчивости петрохимических особенностей вулканогенных образований одного или нескольких районов их развития (Петрова, 1969).

Краткие сведения о вещественном составе и геологическом строении вулканических построек для ряда районов развития эффузивов кислого состава Кавказа и Карпат, по данным изучавших их исследователей и собственным наблюдениям, приведены в табл. 1, а средние содержания петрогенных окислов и коэффициенты вариации, вычисленные по 70 новым силикатным анализам автора, — в табл. 2.

Среди кислых эффузивов Кавказа и Карпат выделяются серии двух генетических типов. Для образований первого типа, к которым относятся вулканогенные породы вулканов Артени, Атис и др. в Армении, Нижне-Чегемского района на Бол. Кавказе и Береговского холмогорья на Карпатах, характерны: а) липаритовый состав с резко подчиненным развитием липарито-дацитов и дацитов; б) большой объем изверженного материала (5—300 км³), в) отсутствие постепенных переходов к андезитам и базальтам; г) петрохимическая однородность лав и выдержанность содержаний главных петрогенных окислов и их групп (SiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O + FeO + MgO$, CaO , Na_2O и K_2O) не только для одного вулканического центра, но и для пород разных районов.

Как видно из табл. 1, все вулканогенные породы этого типа характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (> 73%) и щелочей (> 8%) с примерно равными содержаниями Na_2O и K_2O , малыми содержаниями CaO , MgO и железа, не превышающими в сумме 2—2,5%. Только для Береговского холмогорья отмечается несколько большая величина (4,2%) суммы этих окислов.

Пересчет на нормативные минералы показал их близость к точке тройной эвтектики на диаграмме $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ (Tuttle, 1955). Образование пород этого типа мы, как и другие исследователи (Масуренков, 1961; Карапетян, 1968 и др.), связываем с палингенным плавлением сиаля, обусловившим появление значительных объемов однородной липаритовой магмы.

Для вулканогенных пород второго генетического типа, к которым отнесены кислые эффузивы крупных полигенных вулканов Ишхансар (Армения), Эльбрус (Бол. Кавказ) и Черная гора (Карпаты), характерны: а) большое разнообразие типов пород — среди них присутствуют липариты, липарито-дациты, дациты, трахилипариты с различным содержанием главных петрогенных окислов; б) малый объем изверженного материала (сотые и тысячные доли км³); в) петрохимическая неоднородность, а также отмеченные выше довольно значительные колебания содержания петрогенных окислов и их групп и несколько большие, чем в первом типе, величины коэффициентов вариации для главных петрогенных окислов; г) постепенные переходы к андезитам и базальтам, с которыми они образуют единые ряды дифференциации; д) повсеместное присутствие в эффузивах кислого состава или в более основных дифференциатах ксенолитов и ксенокристаллов разного состава, в той или иной степени переработанных, что свидетельствует о широком развитии процессов ассимиляции и контаминации.

Особенности кислых вулканогенных пород второго типа позволяют предполагать, что образование их связано с процессами дифференциации более основных по составу магм, часто контаминированных сиалическим материалом.

ЛИТЕРАТУРА

Карапетян С. Г. Куполовидные вулканы Арени и Атис.— Изв. АН Армянской ССР, 1964, т. XVII, № 3—4.

Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Автореф. дисс. М., 1968.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Изд. 5-е. М., 1940.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Масуренков Ю. П. Кайнозойский магматизм Эльбрусской области.— Тр. ИГЕМ, 1961, № 51.

Масуренков Ю. П., Клименко А. И., Пахомов С. И. Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус.— В кн.: «Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР». М., «Наука», 1965.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа.— Тр. лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.

Наседки В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим. АН СССР, 1963, вып. 98.

Петрова М. А. О классификации эффузивов.— Тез. докл. IV науч. отчет. конф. геол. ф-та МГУ. М., 1969.

Соболев В. С., Фишкин М. Ю., Костюк В. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Спитковская С. М., Лазаренко Э. А., Фишкин М. Ю. Вулканические образования Закарпатья.— Путеводитель экскурсии III Всес. вулканол. совещ. Изд. Львовск. ун-та, 1969.

Хитров В. Г., Кортман Р. В. Основные итоги межлабораторного исследования стандартных магматических пород.— В кн.: «Вопросы петрохимии». Л, 1969.

Tuttle O. F. L'origine et la classification des granites á la lumière des études expérimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAl—Si}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Sci. de la Terre. Nancy, 1955.

НОВЕЙШИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРМЕНИИ

К. И. КАРАПЕТЯН

(ИГН АН АрмССР)

В границах советской части Армянского нагорья верхне-плиоцен-четвертичные вулканы и продукты их деятельности слагают две вулканические зоны: Транскавказский ареал (по Милановскому, 1965), тяготеющий к одноименному поперечному поднятию, и Северную дугу, приуроченную к зоне продольного Анкавано-Сюникского глубинного разлома. Каждая из этих зон распадается на области, обычно выраженные современными вулканическими нагорьями.

Исследования автора и анализ литературных данных (Габриелян и др., 1968; Карапетян, 1969), позволили показать, что для каждой зоны характерны свои, строго выдержанные магматические формации и специфические типы вулканической деятельности. Вулканизм в каждой зоне протекал самостоятельно, параллельно, с некоторым временным опережением в Транскавказском ареале. Массив г. Арагац, расположенный в месте пересечения зон, совмещает все формации и отличается наиболее сложным сочетанием вулканических явлений.

В Транскавказском ареале (горы Арарат, Арагац, Аранлер, Ахалкалакское нагорье) развиты две фации: базальтовая и андезит-дацитовая (табл. 1).

Породы базальтовой формации образуют обширные лавовые поля, обычно далеко выходящие за пределы горных массивов Транскавказского ареала. Подавляющая часть пород формации представляется базальтами долеритового сложения, реже встречаются «обычные» базальты и единичные потоки андезитобазальтов; последние нередко тоже долеритовые. Для пород обязательны плагиоклаз, клинопироксен и оливин. Химически они относятся к субизвестково-щелочному типу тихоокеанской серии, тяготея главным образом к пространству, ограниченному кривыми Йеллоустона и Этны. Для формации характерна высокая глиноземистость (Адамян, 1963), повышенное содержание щелочей при слабой недосыщенности кремнеземом. Возможно, она принадлежит высокоглиноземистой

Новейшие магматические формации и типы вулканизма Армении

Возраст	Транскавказский ареал			Северная дуга		
	формация	характер формации	тип вулканизма, вулканы	формация	характер формации	тип вулканизма, вулканы
Верхний плиоцен	Базальтовая	Базальты, редко андезито-базальты. Лавы. Обнаж. пл. 4000 км ²	Трещинный, линейные вулканы	Липаритовая	Липариты, редко липарито-дациты и дациты. Лавы, обсидианы, перлиты, брекчии и агломераты, пемзы, пески, пеплы, субвулканические фации. Обнаж. пл. 250 км ² .	Ареальный, купола
Верхний плиоцен — антропоген	Андезит-дацитовая	Андезиты, дациты, андезито-дациты, редко андезито-базальты. Лавы, агломераты, игнимбриты, субвулканические фации. Пл. 7000 км ²	Полигенный, частично ареальный и трещинный. Полигенные и линейные вулканы, шлаковые, лавовые, смешанные конусы, купола	Андезито-базальтовая	Андезито-базальты, андезиты, редко базальты. Лавы, агломераты. Пл. 4000 км ²	Ареальный, частично трещинный; шлаковые, лавовые, смешанные конусы, линейно-локальные и линейные вулканы

серии базальтов. Магма, с которой связано образование формации, имела базальтовый состав и, возможно, мантийное происхождение.

Андезит-дацитовая формация приурочена главным образом к осевой части Транскавказского ареала. Преобладают андезиты и дациты, несколько менее развиты андезито-дациты и в небольших количествах андезито-базальты. Для всех пород формации в фенокристаллах типичны плагиоклаз, клинопироксен и гиперстен. В основных разностях нередок оливин, в наиболее кислых встречается кристобалит. В породах Кечутских гор есть роговообманковые разности (Харазян, 1968). Андезито-базальты и андезиты тяготеют обыкновенно к линиям Лассен-Пика и Йеллоустона, относясь к известково-щелочному типу тихоокеанской серии; андезито-дациты и дациты принадлежат уже к субизвестково-щелочному типу той же серии. По всей зоне в последовательности образования намечается смена пород среднего состава более кислыми. Несмотря на «пересечение» самых различных структурных зон и участков коры разного сложения, формация на всем протяжении фактически остается однообразной. Уже поэтому кажется более вероятной определяющая роль в формировании состава формации процессов дифференциации магмы базальтового состава. Ассимиляцией, да и то частично, может быть объяснена областная специфика в химизме и минеральном составе.

В Северной дуге, охватывающей Зангезур, Айоцзор-Варденис, Гегамское нагорье, г. Арагац, Карсское плато, район гор. Эрзерум, также выделяются две формации: липаритовая и андезито-базальтовая.

В липаритовой формации, имеющей стекловатое строение, резко преобладают липариты, значительно меньше липарито-дацитов и совсем мало дацитов, которые обычно завершают деятельность вулканов. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, иногда щелочными полевыми шпатами, биотитом, роговой обманкой, пироксенами. Породы формации, тяготеющие к линии Лассен-Пик, относятся к известково-щелочному типу тихоокеанской серии. На этом общем фоне, по С. Г. Карапетяну (1968), выделяются петрографические и геохимические особенности, характерные для той или иной области. Вулканы каждой области (а их всего более 30) имели общий, изолированный и, вероятно, близповерхностный очаг. Образование формации связано с магмой, имеющей состав, близкий к липариту. Эта магма была «инертной», она не имеет генетических связей со всеми остальными формациями. Возможно, магма имеет коровое, палингенное происхождение.

Образование андезито-базальтовой формации связано с деятельностью свыше 350 моногенных вулканов. В составе ее преобладают андезито-базальты, меньше развиты андезиты, очень редки базальты. Постоянными вкрапленниками в них являются

Средний химический состав главных пород новейших формаций
Армении

Окисел	Транскавказский ареал			Северная дуга		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,55	59,26	65,29	73,81	55,20	58,21
TiO ₂	1,12	0,77	0,72	0,11	0,92	0,74
Al ₂ O ₃	17,16	17,19	16,28	13,62	17,25	16,59
Fe ₂ O ₃	5,48	3,81	2,60	1,03	5,17	4,15
FeC	5,46	3,53	1,25	0,84	2,98	2,99
MnO	0,13	0,12	0,13	0,09	0,13	0,13
MgO	6,00	3,03	1,31	0,39	4,29	3,33
CaO	9,35	5,56	2,63	1,13	6,97	6,37
Na ₂ O	3,42	3,64	4,55	3,78	3,68	3,67
K ₂ O	1,45	2,47	3,98	4,29	2,33	2,56
H ₂ O ⁻	0,32	0,22	0,27	0,53	0,28	0,36
П. п. п.	0,93	0,60	1,05	0,51	0,54	0,46
Сумма	100,37	100,20	100,06	100,13	99,74	99,56
σ (по Ритману)	3,6	2,3	3,2	2,1	2,9	2,6

Примечание. 1 — базальт долеритовый (среднее из 38 анализов), базальтовая формация; 2 — андезит (среднее из 28 анализов), андезит-дацитовая формация; 3 — дацит (среднее из 42 анализов), андезит-дацитовая формация; 4 — липарит (среднее из 39 анализов), липаритовая формация; 5 — андезито-базальт (среднее из 53 анализов), андезито-базальтовая формация; 6 — андезит (среднее из 40 анализов), андезито-базальтовая формация. При выведении средних значений использованы материалы сб. «Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР» (1962), работ А. А. Адамян (1963), К. Г. Ширияна (1963), К. Н. Паффенгольца и Г. Т. Тер-Мартirosян (1964), изданные, а также неопубликованные данные С. Г. Карапетяна, Э. Х. Харазяна и автора.

плагноклаз и клинопироксен, значительно развит оливин, а для отдельных областей характерна базальтическая роговая обманка. Почти всегда породы формации содержат ксеногенный кварц. Минеральный состав часто не зависит от химизма пород. В общем это известково-щелочные породы тихоокеанской серии несколько повышенной щелочности; главная их часть аккумулярована около кривой пород Йеллоустонского Парка.

Области Северной дуги отличаются по направленности в изменении химизма и минерального состава во времени, щелочности, характеру вулканических явлений. Различия эти связаны с обособленностью областей, определяемой своими близповерхностными очагами, в которых, при определяющей роли дифференционных процессов, окончательно формировался состав пород формации (табл. 2). Очаги снабжались единой базальтовой магмой через Анкавано-Сюникский разлом (Карапетян, 1963).

Есть все основания считать, что образование базальтовой, андезит-дацитовой и андезит-базальтовой формаций, хотя они

и размещены в различных зонах и разновозрастны, связано с единой базальтовой магмой. Базальтовая магма отличалась от липаритовой продолжительностью существования и продуктивностью.

Зонная магматическая и вулканическая специфика, возможность выплавления липаритовой магмы, а также разная направленность эволюции базальтовой магмы находятся в решающей зависимости от тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

Абовян С. Б., Багдасарян Г. П. и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962.

Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении.— Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Габриелян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, т. XXI, № 1—2.

Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айондзора (Армения). Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1969, т. XXII, № 3.

Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Автореф. канд. дисс. М., 1968.

Милановский Е. Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа.— Автореф. докт. дисс. М., 1965.

Паффенгольц К. Н., Тер-Мартirosян Г. Т. Арагац. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.

Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурия (АрмССР).— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, т. XXI, № 5.

Шпринян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоцен-постплиоценового) вулканизма Армении.— Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

О СВЯЗИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ АРМЕНИИ С БЛОКОВЫМИ СТРУКТУРАМИ

К. Г. ШИРИНЯН
(ИГН АН АрмССР)

Позднеорогенный этап тектонического развития складчатой зоны Армении, выраженный дифференцированными эпейрогенными движениями и сводово-глыбовыми деформациями земной коры, сопровождался интенсивной вулканической активностью.

Наиболее интенсивно вулканизм проявлялся в верхнеплиоцен-постплиоценовое время.

Линейные извержения недифференцированных оливино-базальтовых магм, центральные извержения шлаков и длительный эффузивный вулканизм основных, среднекислых лав, деятельность с образованием выжатых куполов риолитовой—риолито-дацитовой магмы, агломератовые потоки, эксплозивные извержения пемзы и пепла, игнимбритовый вулканизм — все это в целом характеризует вулканизм позднеорогенного этапа развития Армении.

Особенности проявления вулканизма в различных частях складчатой зоны Армении, как и петрографические и петрогеохимические особенности вулканитов, контролировались границами относительно самостоятельных блоковых структур.

Вся вулканическая область Армении, протяженность которой около 300 км, расчленяется на две вулканоструктурные зоны: Западную и Восточную. Каждый из указанных ареалов, по существу, представляет самостоятельный мегаблок, расчлененный поперечными поднятиями на более мелкие блоки или вулканоструктурные подзоны (рис. 1).

В структурном плане западная вулканическая зона входит в пояс Транскавказского меридионального поднятия (Хаин, 1949), что представляет отрезок трансрегионального мегаблока, простирающегося между Аравийской и Русской платформами.

В пределах западной вулканической зоны Армении эта региональная структура выражена двумя небольшими поперечными блоковыми поднятиями, представляющими Джавахетскую (Кечутскую) на севере и Арагацскую на юге вулканоструктурные подзоны.

Восточная вулканическая зона расположена непосредственно к востоку от западной (граница раздела указанных вулканоструктурных зон отмечена меридиональным глубинным разломом, фиксируемым вдоль современного русла р. Раздан), имеет северо-западное простирание и входит в так называемую Мисхано-Зангезурскую мегаантиклинальную структуру (Ма-



Рис. 1. Схематическая карта районирования новейшего вулканического пояса Армении.

1 — западная вулканическая зона, 2 — восточная вулканическая зона, 3 — границы блоковых структур. Вулканоструктурные подзоны: I — Кечутская, II — Арагацская, III — Гегамская, IV — Айодзор-Варденисская, V — Сюникская.

гакян, Мкртчян, 1957). В тектоническом отношении она не едина, а как и западная зона, распадается на поперечные блоки, или вулканоструктурные подзоны: Гегамскую, Айодзор-Варденисскую (Южно-Севанскую) и Сюникскую.

Прежде чем рассматривать особенности вулканизма и вулканических проявлений в каждой из выделенных главных и подчиненных им структур, нужно остановиться на краткой петрологической характеристике главных серий новейших вулканических пород Армении.

Новейшие вулканические породы Армении представлены разнообразными эффузивными и вулкано-кластическими фациями пород от базальтов до лейкократовых липаритов.

В петрогенетическом отношении новейшие вулканические серии представляют исходные магматические расплавы или их метаморфизованные разновидности. По месту генерации исходные

магматические расплавы являются первичномантийными или родоначальными коровыми образованиями.

Начальные особенности химизма магматических расплавов указывают на неоднородность среды магмообразования, а последующие изменения обусловлены магматической дифференциацией и эндометаморфизмом расплавов.

Дифференциационные изменения не сопровождалось изменениями геохимической сущности начальной магмы, они имели место *in situ* в определенных объемах расплавов без заметного привноса в магму вещества контрастного состава. В этом отношении преобразования первичных расплавов, обеспечивающие широкие вариации вещественного состава пород, не могли быть связаны с процессами магматической дифференциации.

При эндометаморфизме магматических расплавов, наоборот, новые вещества поступали в исходную магму путем ассимиляции пород вмещающей среды или путем привноса в виде газо-летучих компонентов.

Степень эндометаморфизма начальных расплавов обуславливалась не только первичными особенностями состава магмы, но и тектоническими режимами вулканического акта. В связи с этим базальтовые магмы как наиболее тугоплавкие и перегретые расплавы на пути своей миграции (снизу вверх, т. е. от симатических слоев к сиалическим) проявляли наибольшую контаминационную способность. Однако в благоприятных тектонических ситуациях — при наличии сквозькоровых глубинных разломов — они пронизывали земную кору на скоростях, исключаящих не только обменные реакции с боковыми породами, но и значительную дифференциацию.

Анатектические легкоплавкие гранитоидные расплавы, наоборот, не обладали достаточной энергией, необходимой для выплавления окружающих пород, тем более тугоплавких пород основного состава. Поэтому в кислых гранитоидных магмах Армении наблюдаются лишь признаки очаговой дифференциации в антидромной последовательности изменения состава вулканических продуктов: липарит — липарито-дацит — дацит.

Базальтовый вулканизм, связанный со сквозькоровыми разломами растяжения, представлен в Армении недифференцированными щелочно-оливиновыми лавами.

В условиях слабой проницаемости коры постепенное перемещение очаговой зоны базальтовой магмы с нижних слоев земной коры в верхние создавало продолжительный прогрев и ассимиляцию сиалического слоя коры, что обуславливало эволюционную смену состава вулкаников от основных к кислым при прогрессирующем увеличении объемов кислых продуктов.

Условия миграции магматических расплавов, режим миграции очаговой зоны в верхние структурные ярусы земной коры и в связи с этим петрологические особенности вулканических образований в конечном итоге контролировались тектоническим

режимом вулканического процесса. Тектоническая ситуация при том или ином физико-химическом состоянии магмы в значительной мере обуславливала и тип вулканических извержений.

Роль структурно-тектонического фактора в вулканическом процессе весьма наглядно проявляется при рассмотрении особенностей вулканизма двух тектонически обособленных крупных блоковых структур (Западная и Восточная вулканические зоны), а также подчиненных им более мелких блоковых обособлений или вулканоструктурных подзон.

Западный вулканический ареал, обширные покровы которых сложены многочисленными потоками суммарной мощностью 300 — 350 м, контролирует сквозькоровые линейные (трещинные) излияния недифференцированных оливиновых базальтов.

Базальты Западного пояса в целом можно отнести к формации щелочно-оливиновых лав с отчетливо выраженной петрохимической их индивидуализацией в каждой из подчиненных западному вулканическому ареалу вулканоструктурных подзон.

В этом отношении можно говорить о двух петрохимических субформациях щелочно-базальтовых лав, одна из которых приурочена к северному — Джавахетскому (Кечутскому), а другая к южному — Арагацскому блокам.

Центром излияний базальтов северного блока служила крупная меридиональная трещина, погребенная под более поздние образования Кечутского вулканического хребта (Харазян, 1968).

В Арагацском блоке базальтовые лавы изливались, по всей вероятности, по границе сочленения западного и восточного ареалов (по разлому в направлении современного русла р. Раздан). Трещинные излияния базальтовых лав широко распространены и на западе Арагацкого блока (Карское плоскогорье Турции). Однако говорить о нарушениях, с которыми можно было бы связать базальтовые излияния, мы не можем, поскольку нет данных по этой территории.

Рассмотрим петрохимические особенности базальтов в различных их тектонических позициях.

Базальты северного блока являются более щелочными по сравнению с однотипными лавами южного.

На классификационной диаграмме Куно (Куно, 1960) базальты южного блока в щелочном поле занимают крайнее левое положение (рис. 2) (черные кружочки), а в единичных случаях они переходят в высокоглиноземистое поле. Базальты северного блока как представители более щелочной серии располагаются намного правее (светлые кружочки).

Нормативный состав минералов характеризует базальты северного блока как сравнительно калиевые породы. Содержание

ортоклаза в нормативном пересчете в арагацских лавах колеблется от 1 до 9% (в среднем 6,0%), а в лавах Кечутского блока от 5,5 до 16,5% (в среднем 9,5%). Наряду с этим отмечается более кальциевый тип плагиоклазов арагацких лав. Последнее обстоятельство наглядно продемонстрировано на диаграмме $Or : Ab : An$ (рис. 3). Дополнительные различия вырисовываются на диаграмме* $\pm Q : AF : CI$. Это — высокий цветной индекс ($CI = Ru + Mt$ (или $Nm) + Ru + Ap$) и недосыщенность кварцем (рис. 4).

Петрохимические построения (Харазян, 1969) выявили отсутствие генетической связи между щелочными оливиновыми базальтами и более кислыми сериями пород (андезиты-дациты) Кечутского блока, что подтверждает отсутствие прямой связи между базальтовым (в данном случае мантийным) и кислым вулканизмом.

Химические различия базальтовых лав пограничных блоков вряд ли можно объяснить горизонтальными неоднородностями пород мантии на расстоянии нескольких десятков километров. Скорее всего, это свидетельство разобщенности двух самостоятельных магматических камер, расположенных на различных глубинах мантии.

Исходя из того, что при больших давлениях образуются более щелочные магмы (Йордер и Тилли, 1965), мы можем констатировать, что генерация магмы на Кечутском блоке происходила на значительно больших глубинах, чем на Арагацском.

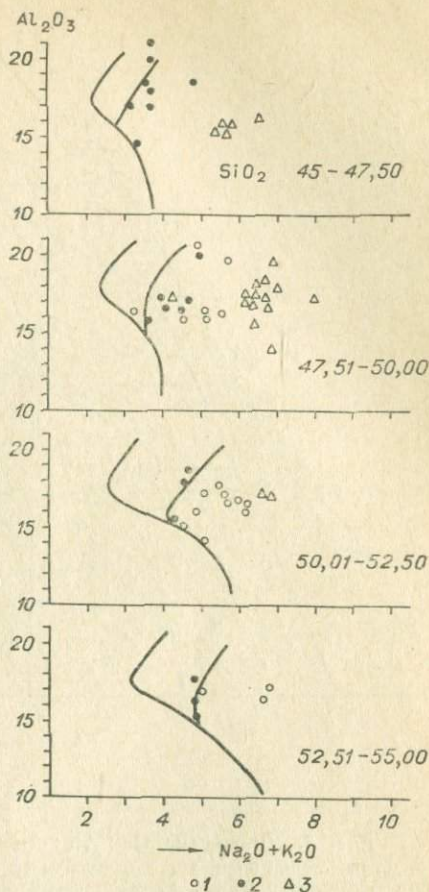


Рис. 2. Диаграмма соотношений $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O - SiO_2$ (по Куно) для базальтовых лав Армении.

Блоки: 1 — Арагацкий, 2 — Кечутский, 3 — Сюникский.

* Диаграммы $Or : Ab : An$ и $\pm Q : AF : CI$ составлены по методу пересчета, предложенного Р. Ивановым (1962).

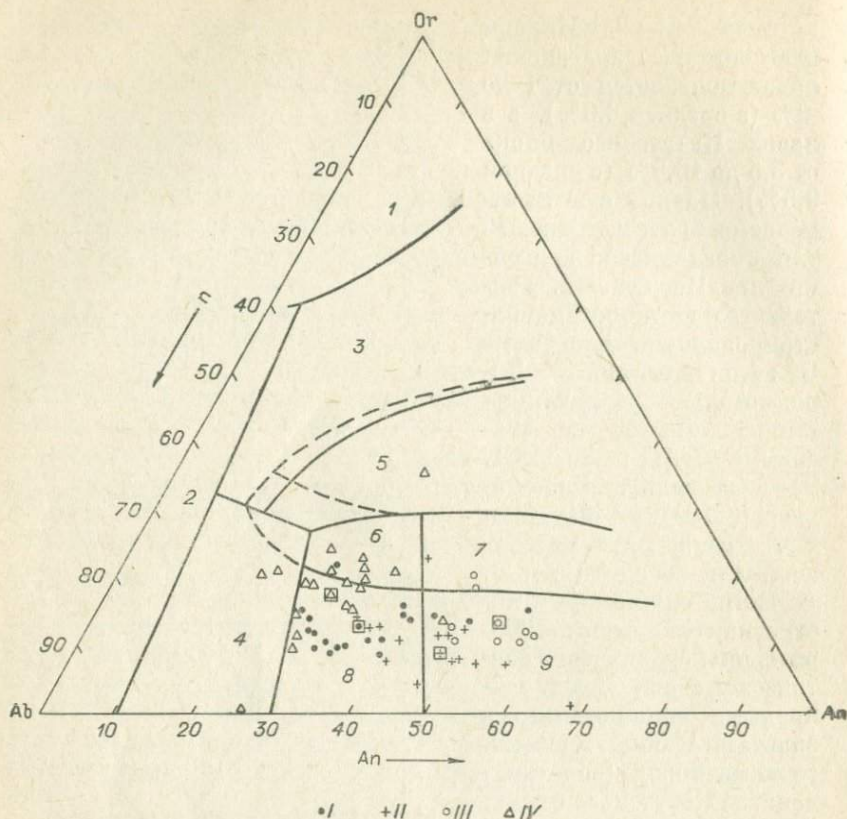


Рис. 3. Диаграмма Or : Ab : An базальтовых лав Армении:

1 — Джавахетский блок, 2 — западная часть Арагацкого блока, 3 — юго-восточная часть Арагацкого блока, 4 — Сюникский блок. В квадратах обозначены средние значения.

Специфической особенностью западного вулканического пояса наряду с базальтовым (мантийным) вулканизмом является также площадное проявление андезито-дацит-дацитового вулканизма, представляющего как метаморфизованные в результате ассимиляции кислых пород коры базальтовые расплавы, так и самостоятельные анатектические вышлавки сиала.

Андезито-дацит-дацитовый вулканизм в феноменологическом отношении проявляется довольно разнообразно. Наряду с центральной активностью широко представлены и трещинные извержения в сложном сочетании моногенной и полигенной активности вулканических центров. Формационно с рассматриваемым типом вулканизма связаны трещинные извержения игнибригов, характерные только для Западной зоны вулканизма Армении. Исключение составляют промышленные скопления

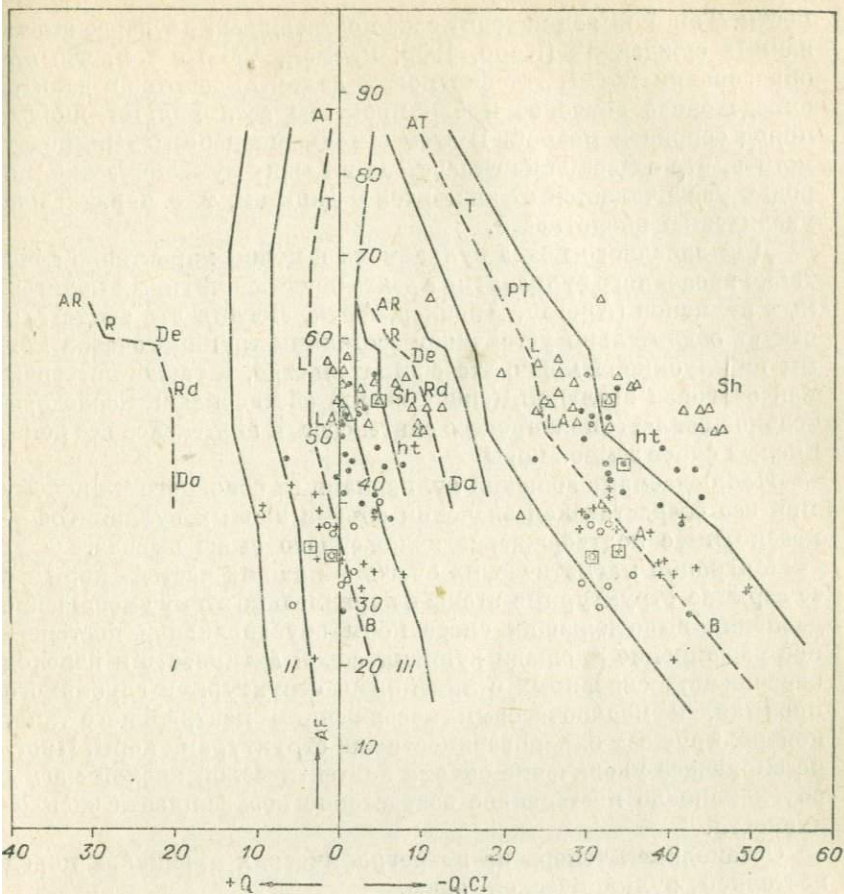


Рис. 4. Диаграмма Q : AF : CI базальтов Армении (Усл. обозн. см. на рис. 3).

пемзы, связанные с центральными трещинными эксплозиями андезито-дацит-дацитовый магмы.

Как и при базальтовом вулканизме кислый андезито-дацит-дацитовый вулканизм в каждом из двух смежных блоков западной зоны имеет некоторые специфические особенности, главная из которых — широкая представленность в Кечутском блоке роговообманковых лав, полностью отсутствующих на Арагацском блоке. Вместе с тем характерные для Арагацской области гиперстеновые андезито-дациты и дациты и связанные с ними формационно продукты игнимбритового вулканизма на Кечутском блоке представлены весьма ограниченно.

Наличие гиперстена в кислых лавах мы рассматриваем как признак метаморфизма магм в сторону увеличения их кислот-

ности. Такой вывод находит свое подтверждение в ранее высказанных суждениях (Купо, 1959; Ритман, 1964) о том, что при образовании магмы гиперстеновых андезитов-дацитов и дацитов определенное значение имели процессы ассимиляции кислых пород основной магмой. В этом отношении небезынтересно отметить, что содержание гиперстена в наших вулканических породах увеличивается от андезитов к дацитам, т. е. параллельно увеличению кислотности.

Для западного пояса вулканизма в целом характерно сочетание ареального вулканизма с деятельностью крупных полигенных вулканов (Арагац, Араилер, Абул, Легли), что свидетельствует о длительно устойчивом состоянии крупных очагов магмы на глубине. Именно это обстоятельство, а также постепенная очаговая эволюция (снизу вверх) обеспечивали последовательное вовлечение в процесс синтексиса и анатексиса все более кислых слоев земной коры.

Наблюдаемая эволюция вулканизма от основного к кислому при все возрастающем значении объема кислых вулкаников — неоспоримое подтверждение изложенного выше вывода.

Миграция магматических очагов с нижних частей коры в ее верхние структурные этажи и параллельно этому уменьшение давления вышележащих слоев коры обуславливали постепенное расширение площади вулканической активности и переход извержений, связанных с линейными структурами глубинного профиля, к мелкоочаговым извержениям центрального типа, контролируемым близповерхностными структурами коры. Прогрессирующее увеличение объема анатектической кислой магмы обуславливало постепенное возрастание коэффициента эксплозивности.

Остановимся теперь на петрографических признаках пород восточной вулканической зоны.

Восточная вулканическая зона представляет ареал основного-среднего вулканизма. Рассмотренные выше кислые лавы и лавокласты западного пояса здесь отсутствуют. Не констатируется и игнимбритовый вулканизм. Ограниченные по объему кислые вулканики, известные здесь на вулканах Ковасар (К. И. Карашетян, 1966) и Ишхансар (Ширинян, 1963), представляют дифференциаты основной магмы. Такова же природа кислого пепла в так называемой горисской вулканогенно-обломочной толще, имеющей андезитово-базальт-андезитовый состав.

В целом для восточной зоны характерен мелкоочаговый ареальный вулканизм основного-среднего состава.

Сквозькоровый (мантийный) базальтовый вулканизм в восточной вулканической зоне резко ограничен. Известные здесь центральные базальтовые излияния, как мы увидим ниже, представляют метаморфизованные и дифференцированные в коре расплавы.

Эволюция состава вулканических продуктов, кроме редких исключений, указанных нами выше, повсеместно завершается образованием андезитовой магмы.

Вулканические продукты андезито-базальт-андезитовой серии западной и восточной зон по отношению друг к другу гетероморфны. Главное их отличие заключается в том, что на востоке гиперстеновые разности вулканитов, как правило, отсутствуют. Возможно, в этом надо видеть один из признаков ограниченности процессов синтексиса и рассмотреть андезито-базальты и андезиты этой области как дифференциаты магмы основного состава.

Вулканиты восточной зоны имеют пониженную по сравнению с западной кальциевую щелочность и низкие значения свободного кремнезема (в нормативном пересчете).

Распределение различных типов вулканических пород внутри самой восточной зоны контролируется Гегамской, Айоцдзор-Варденинской и Сюникской вулканоструктурными подзонами, представляющими, как мы уже отмечали, относительно самостоятельные мелкие блоковые структуры. Так, например, в юго-восточном направлении при переходе от Гегамской подзоны к Айоцдзор-Варденинской и Сюникской вулканоструктурным подзонам андезитовые эффузии постепенно уступают место андезито-базальтовым. На Сюнике, помимо андезито-базальтов и андезитов, важное место занимают и базальты.

В том же направлении постепенно увеличивается объем роговообманковых лав. Последние на Гегамской подзоне представлены всего одним-двумя проявлениями, а в Айоцдзоре и на Сюнике — это один из главных типов вулканических пород.

В серии роговообманковых лав лавы Сюникской вулканической подзоны занимают особое положение. Они в тесной ассоциации с кристаллами роговой обманки содержат интрателлурические идиоморфные кристаллы апатита с тонкой спайностью и с плеохроизмом (Ширинян, 1970). Небезынтересно отметить, что апатит в нормативном составе минералов известен во всех лавах Сюника, но обнаружен только в роговообманковых лавах. Причину такой связи можно видеть в совместном выделении из расплавов роговой обманки и апатита, обогащенных летучими, и в частности OH , O , F , входящими в состав обоих минералов; что касается главных компонентов апатита, т. е. кальция и фтора, то можно полагать, что они были контаминированы магмой из пород вмещающей среды.

Как мы уже отметили, в пределах Сюникской подзоны (Восточной вулканической зоны) проявляется и базальтовый вулканизм. В отличие от трещинных излияний западной зоны базальты Сюникской подзоны представляют продукты центральных извержений. Центры излияний базальтов представлены небольшими шлаковыми конусами, расположенными в основном в пределах так называемого Ераблурского равнинного плато.

Небольшие размеры вулканических центров, монокристаллическая их природа и кратковременность активности, большая сосредоточенность в пределах небольшой площади, а также их беспорядочное расположение свидетельствуют о связи базальтовых излияний с промежуточными коровыми очагами неглубокого залегания.

Связь базальтовых излияний с промежуточными коровыми очагами отражена в пульсационном характере извержений плакового материала, а также в неоднократных излияниях дифференцированных лав. Вполне очевидны и признаки ассимиляции вмещающих промежуточный магматический очаг пород.

Обратимся к некоторым фактам. Глубокий разрез каньона р. Воротац между селами Шинуайр и Хот позволяет нам проследить порядок эволюционной смены вулканических пород базальтового очага; в основании разреза залегают андезитобазальт-андезитовые туфобрекчии, над которыми в согласном залегании находится первый поток роговообманковых базальтов мощностью 5 м. Перерыв в извержении и дифференциация в очаге отмечены слоем андезитовых песков (6—8 м), сменяющихся во времени песками базальтового состава. Далее вверх следует второй поток роговообманковых базальтов (10—12 м). Разрез каньона завершается потоком оливинного базальта (4 м).

Как и следовало ожидать, описанный разрез очаговой эволюции базальтовой магмы не имеет ничего общего с разрезами подкоровых излияний базальтовой магмы западной зоны вулканизма. В данном случае совершенно очевидны признаки очаговой эволюции.

Наличие роговой обманки в базальтах восточной зоны и его отсутствие в мантийных базальтах говорит о том, что кристаллизация роговой обманки из расплава имела место в промежуточных магматических камерах в условиях скопления летучих компонентов в очаге в перерыве между отдельными актами извержений. Петрографические отличия базальтовых лав двух вулканических зон не ограничиваются отмеченными минералогическими различиями. Наблюдаются отличия и петрохимического порядка.

Как видно из приведенной диаграммы (см. рис. 2), базальты Сюникской подзоны характеризуются наибольшей щелочностью.

При содержании до 10,8% щелочей, SiO_2 в породе, как правило, меньше 50% и варьирует в пределах 46—47,5%. В нормативном пересчете сумма щелочных полевых шпатов составляет 50—60% против 20—40% в лавах Арагацской подзоны. Характерна и повышенная калиевая щелочность базальтов Сюника, в то время как среди более кислых лав той же области известны совершенно бедные калием разновидности.

Высокие значения щелочей в базальтах Сюника не могут быть объяснены процессами дифференциации или газового привноса щелочей, так как наиболее кислые дифференциаты обла-

сти содержат щелочей намного меньше. Серийный индекс, по Ритману, в базальтах Сюникской подзоны составляет 7,8%. По классификации Ритмана (Rittmann, 1958) рассматриваемые базальтовые лавы можно отнести к атлантическому средне-натрий-известковому типу пород, тогда как базальтовые лавы западной вулканической зоны представляют тихоокеанский известково-щелочной тип.

Подсчет нормативного состава минералов выявляет сравнительно низкое содержание апортита (17—18%) вообще и по сравнению с базальтами западной зоны в частности (21—34%).

Исходя из изложенного, мы считаем возможным отнести базальты Сюника к особой генетической группе — базальтоидам (по А. Н. Заварицкому), т. е. к породам, близким по своим свойствам к гипербазитам, имеющим также признаки гранитоидов.

Аномальные признаки базальтов свидетельствуют о значительном метаморфизме первичной магмы в неглубоких очагах земной коры. Такой вывод подтверждается фактами, заслуживающими особого рассмотрения. В данном же сообщении мы ограничимся кратким разбором следующего уникального и интересного факта.

При изучении центров излияний базальтовых лав в шлаковом теле одного из них нам удалось обнаружить большое количество глыб сильно измененных гранитоидных интрузий, выброшенных вместе с кусками базальтового шлака. В меньшем количестве аналогичные хадалиты были обнаружены в лавовом потоке вулкана.

Изучение хадалитов выявляет различные стадии метаморфизма кусков гранитоидной интрузии под непосредственным влиянием базальтовой магмы. Совершенно очевидно постепенное расширение (вспучивание) гранитоидного материала с проникновением в образовавшиеся поры базальтовой магмы.

Наиболее измененные куски гранитоида представлены сильно пористыми снежно-белыми хрупкими перлитоподобными образованиями.

В начальной стадии изменения реакций замещения обуславливали вынос из гранитоида в базальтовую магму темноцветных минералов, далее — щелочных полевых шпатов; вслед за этим сиалический остаток постепенно плавился и переходил в базальтовый расплав. Обнаруживаемые в лавовом потоке участки пор с крупными кристаллами кварца свидетельствуют о том, что привнесенный в магму кремнезем в дальнейшем кристаллизовался в виде кварца, не успев равномерно «рассосаться» в контрастном по составу расплаве.

В рассмотренном примере мы видим пример метаморфизма базальтовой магмы, подтверждающий, что контаминация гранитоида оливиновым базальтом ведет к образованию трахибазальтовых магм с атлантически м или атлантически-тихоокеанским характером (Ритман, 1964).

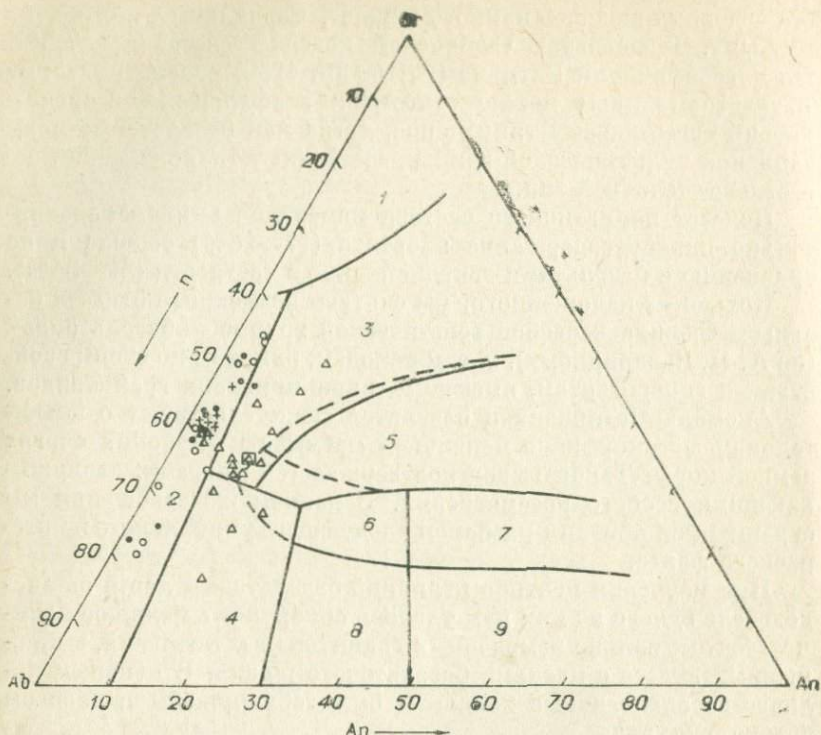


Рис. 5. Диаграмма Og : Ab : An липаритов Армении.
Вулканы: 1 — Артеши, 2 — Атис, 3 — Гехасар, 4 — Покр Сатавакар.

В заключение остановимся на признаках зональности петрографических особенностей пород липаритовой серии.

Породы, связанные с липаритовой магмой, являются типичными представителями родоначальных коровых магм. Они одинаково известны в обеих вулканических зонах, и в каждой из вулканоструктурных подзон представлены от одного до нескольких вулканических центров, связанных с неглубоко залегающими локальными магматическими очагами.

Липаритовый вулканизм выражен моногенными, многоактными, своеобразными куполовидными центрами, состоящими из расстеклованного липарита, обсидиана, перлита. Наряду с эффузивной вулканической деятельностью констатируется и взрывная.

Объем вулканических продуктов в каждом из центров извержений колеблется от 0,2 до 5 м³ (Карапетян, 1968).

Липаритовый вулканизм, как мы уже указали, представляет локальное явление и в каждой из вулканоструктурных подзон проявляется вне зависимости от специфики вулканической ситуации данного района. Во времени он обычно опережает

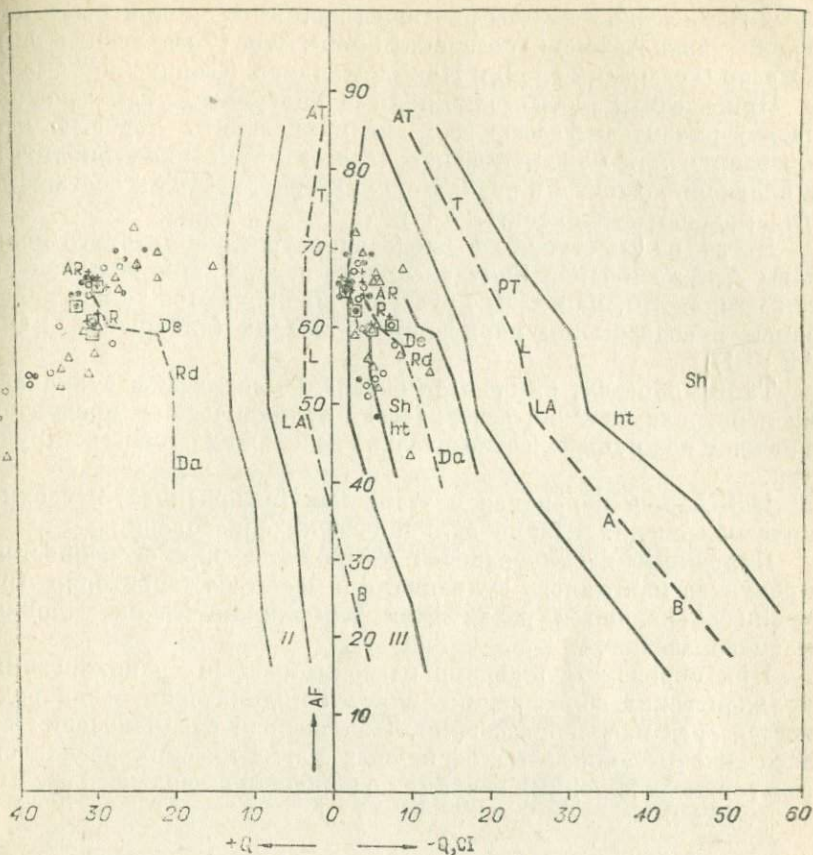


Рис. 6. Диаграмма Q : AF : CI липаритов Армении. (Усл. обозн. см. на рис. 5).

кислый, среднекислый вулканизм и не может быть рассмотрен как следствие закономерного завершения магматической эволюции.

По имеющимся данным (Карапетян, 1966), липаритовая магма образовалась за счет палингенного плавления гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Ввиду своей легкоплавкости, а следовательно, и потенциальной инертности, липаритовая магма не способна к сколько-нибудь заметным изменениям. Имеются данные, что первичный состав магмы был липарито-дацитовый (Карапетян, 1968), который в результате очаговой эволюции изливался в следующей последовательности: липарит, липарито-дацит, дацит.

Пространственная расчлененность вулканических очагов липаритового вулканизма обуславливает некоторую петрохимическую индивидуальность каждого из них, о чем свидетельст-

вуют графические характеристики (рис. 5—6) лшаритовых пород вулканов Артени (Арагацский блок), Атис (Разданский блок), Гехасар (Гегамский блок) и Покр Сатанакар (Сюникский блок).

Приведенные классификационные диаграммы указывают на натрий-риолитовый состав всех анализированных пород, за исключением лав Атиса, имеющих состав нормальных риолитов и плагиориолитов, а в редких случаях риодацитов и обогащенных кварцем деленитов.

Нетрудно видеть, что в пределах натрий-риолитового поля лавы Артени и Покр Спитакаса по содержанию щелочей не так компактны, как лавы Гехасара. Наблюдаются также колебания в содержании нормативного кварца (диаграмма $\pm Q : AF : CI$).

Таким образом, становится очевидной специфика вулканизма и петрохимических особенностей вулканических продуктов в каждом из крупных и относительно небольших блоковых структур.

Намечается первичная и вторичная (наложенная) петрохимическая специализация вулканических образований.

Первичные неоднородности петрохимических особенностей продуктов мантийного вулканизма в масштабе территории Армении объясняются различиями термодинамических условий магмообразования.

При коровом вулканизме петрохимическая специализация вулканических образований является индикатором неоднородностей сред магмообразования. Наложенная специализация — следствие метаморфизма первичных магматических расплавов при сложных обменных реакциях с породами вмещающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов Р. Един петрохимичен метод и модалната систематика на некая магмени скали.— Изв. геол. ин-та АН Болгарской Народной Республики. София, 1962.

Йордер и Тилли. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Карапетян К. И. Вулкан Ковасар в Армении.— В сб.: «Вулканизм и геохимия его продуктов». М., «Наука», 1966.

Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении.— В сб.: «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., «Наука», 1966.

Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших лшаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Автореф. дисс. М., 1968.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1957, № 5.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Хайн В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа.— Советская геология, 1949, № 39.

Харазян Е. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (АрмССР).— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, № 5.

Ширинян К. Г. Гиалокласты и условия их образования в Армении.— В сб.: «Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций». Алма-Ата, 1963.

Ширинян К. Г. О кристаллизации апатитов в лавах Сюникского нагорья.— В сб.: «Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии АрмССР». Ереван, Изд. Ереван. ун-та, 1970.

Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding Areas.— Bull. volcanolog, tome X, 1959.

Kuno H. High alumina basalt.— J. petrology, 1960, № 2.

Rittmann. Determination of serial index of volcanic Rocks.— Bull. volcanolog, seria II, tomo XIX, Napoly.

О СВЯЗИ НЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В. В. НАУМЕНКО, А. Ф. ГОНЧАРУК

(Ин-т геологии и физики минералов АН УССР)

Неоген является периодом наиболее активного магматизма в Карпатах на фоне интенсивной разломной тектоники и слабых складчатых дислокаций. Формирование Закарпатского внутреннего прогиба началось на границе олигоцена и миоцена, после проявления главной фазы складчатости (Вялов и др., 1964; Гофштейн, 1964). С обрамляющими его структурными единицами — Карпатским складчатым сооружением и Паннонским массивом — прогиб граничит по зонам глубинных разломов: Закарпатского на северо-востоке и Припаннонского (или Берегово-Бая-Марского) — на юго-западе.

Закарпатский (или Перечин-Раховский) глубинный разлом (Лазько, Резвой, 1962) отчетливо прослеживается на всем протяжении в пределах Советских Карпат. В значительной своей части разлом фиксируется на дневной поверхности полосой юрских «утесов», представляющих собой гигантские, преимущественно аллохтонные образования — скалы (Круглов, 1965) и массивы известняков среди мелового флиша, а также выходами основных и ультраосновных изверженных пород, залегающих в виде покровов, жил, даек и интрузивных тел (Лазаренко, 1963; Соболев и др., 1955). В зоне разлома находятся крупные поднятые блоки кристаллического фундамента — Перечинский, Свалявский, Угольский.

По данным В. И. Славина и В. Е. Хапна (1965), по внешнему краю Мармарошского поднятия, совпадающему с зоной За-

карпатского разлома, в меловое время существовал весьма активный глубинный разлом, ограничивающий флишевый бассейн.

Наконец, линейное расположение крупных центров вулканической деятельности в плиоцене (стратовулканов) в северо-западной части Выгорлат-Гутинской гряды, совпадающее с общим простираем Закарпатского разлома, перекрытого здесь вулканическими образованиями, свидетельствует о тесной связи вулканизма с разломом.

Таким образом, результаты геологических наблюдений говорят о том, что полоса Закарпатского глубинного разлома была пограничной зоной интенсивных дифференциальных движений с мезозоя (может быть, и более древнего времени) до четвертичного периода. В зоне были широко развиты дизъюнктивные нарушения, благоприятствовавшие проникновению магматических расплавов в верхние слои земной коры.

Припаннонский глубинный разлом, ограничивающий прогиб с юго-запада, в отличие от Закарпатского в настоящее время не может достаточно обоснованно рассматриваться как длительно развивающаяся структура, хотя его положение, протяженность, роль в формировании неогеновых отложений, их фациального состава, развитие в его пределах субвулканических и гипабиссальных интрузий Береговского и Вышковского районов не дают права сомневаться в его глубинности. В. И. Славин и В. Е. Хаин (1965) указывают, что разлом, попадающий лишь небольшим отрезком на советскую территорию, контролирует плиоценовые экструзии и лакколиты Береговского района. В герцинской пра-Карпатской геосинклинали пограничная зона между интрагеоантиклиналью Татро-Вепорид и Спишко-Гемерской интрагеосинклиналью занимала то же положение, что и в настоящее время Припаннонский разлом. Это позволяет считать последний продуктом обновления весьма древнего разлома.

Данные ГСЗ по Карпатскому региону свидетельствуют о глубинности как Закарпатского, так и Припаннонского разломов (Соллогуб и др., 1967). Так, на границе Паннонского массива и Закарпатского прогиба поверхность Мохоровичича смещается примерно на 5 км. В зоне сочленения складчатых Карпат с Закарпатским прогибом плавное погружение поверхности Мохоровичича также нарушено крупным разломом, амплитуда смещения по которому составляет 5—6 км. По материалам О. С. Вялова, В. С. Бутова, В. Н. Муравецкого (1964), В. Н. Зайцевой и Т. Ю. Пиотровской (1966) и др., фундамент Закарпатского прогиба интенсивно разблокирован серией продольных и поперечных нарушений. В целом прогиб является грабен-синклинальным сооружением с отчетливо выраженным блоково-глыбовым строением. Его положение между сближенными глубинными разломами, функционировавшими геологически почти одновременно, послужило причиной чрезвычайной

раздробленности этого участка коры. Магматические расплавы вначале поднимались по глубинным зонам, а затем, используя густую сеть нарушений в приповерхностной части, «пропитывали» фундамент прогиба и (или) изливались наружу.

В Закарпатском внутреннем прогибе продукты неогенового вулканизма представлены породами главным образом кислого состава (липариты, липарито-дациты и их пирокласты) в миоцене и среднего-основного (андезито-базальты) в плиоцене. Среди вулканогенных толщ можно выделить две генетически разнородные формации: липаритовую миоценовую и андезитобазальтовую плиоценовую, которые являются производными двух типов магм — гранитоидной «коровой» и магмы мантийного происхождения.

Миоценовая липаритовая формация развита по северной периферии Паннонского массива, охватывает зону Припаннонского разлома и характеризуется резким преобладанием в ее составе кислых пород: на долю липаритовых и дацитовых производных приходится более 80% общего объема изверженного материала. Весьма важным составным элементом разреза липаритовой толщи — игнимбриты, развитые в основном в Северовенгерской вулканической области. Принято считать, что игнимбритовый характер извержений присущ магмам палингенового происхождения (Милановский, Короновский, 1963). Очевидно, огромные массы кислой лавы — продукт плавления «гранитного» слоя земной коры.

По химизму породы липаритовой формации отвечают нормальному известково-щелочному ряду. Вулканические породы плиоценовой андезитобазальтовой формации пространственно связаны с Закарпатским глубинным разломом и более мелкими, сопряженными с ним нарушениями. Генетически эта формация связывается с магматическими расплавами мантийного происхождения. Доказательством этому служат следующие петрохимические и минералогические особенности слагающих ее пород. Это главным образом андезитобазальты (54—57% кремнезема), резко подчиненное значение имеют базальты, липариты и переходные разности. Основные особенности петрохимии формации: высокое содержание глинозема и кальция, крайняя пересыщенность кремнеземом, обедненность железом, титаном и магнием. В целом по химизму формация близка породам известково-щелочной серии. Характерно, что по среднему составу базальты Выгорлат-Гутинской гряды весьма близки к таковым Большой Курильской дуги и Японии (Куно, 1960; Эрлих, 1966). И те и другие относятся к типу высокоалюминиевых магм X. Куно.

Далее, в отличие от липаритов и дацитов миоценовой формации кислые дифференциаты (андезито-дациты, дациты и реже липариты) андезитобазальтовой формации содержат первичномагматические железистые оливин и гранат альмандинно-

вого ряда (Соболев и др., 1953; Костюк, 1958; Малеев, 1964). Последний отмечается в липаритах в ассоциации с сильно резорбированными вкрапленниками кварца. Согласно экспериментальным данным Т. Грина и А. Рингвуда (1968), ассоциация граната и кварца отвечает главным кристаллическим фазам вблизи ликвидуса дацитового расплава при давлениях не ниже 18 кбар, что соответствует глубинам порядка 60 км. Эти же авторы на основании данных опытов по фракционному плавлению и кристаллизации искусственных составов при высоких давлениях показали возможность образования высокоглиноземистых андезито-базальтовых и андезитовых магм при различной степени частичного (70 и 50 %) плавления в сухих условиях эклогита соответствующего состава на глубинах 100—150 км.

Следовательно, приуроченность к зоне глубинного разлома, петрохимические и минералогические особенности пород андезито-базальтовой формации говорят о ее генетической связи с магматическими очагами подкорковых глубин. Закономерное пространственное размещение районов активного вулканизма Восточных Карпат в неогене хорошо увязывается с представлениями о глубинной структуре региона.

Согласно данным В. Б. Соллогуба и др. (1967) и других исследователей, глубинный рельеф Карпатского региона характеризуется контрастностью. Крупным элементом поверхностной структуры Карпат соответствуют гетерогенные блоки глубинной структуры, ограниченные зонами глубинных разломов, смещающих границу Мохоровичича. От Паннонского массива к Карпатам мощность земной коры постепенно увеличивается от 20—25 км на территории Венгрии (Митух, Потгай, 1967) до 28—30 км под Закарпатским прогибом. Резкое увеличение мощности земной коры отмечается под складчатой структурой Карпат. Поверхность Мохоровичича, смещаемая рядом разломов, ступенчато погружается в северо-восточном направлении, достигая максимальных глубин порядка 60 км. Область максимальных мощностей земной коры смещена относительно осевой линии мегантиклинория Восточных Карпат в сторону Предкарпатского прогиба. Весьма важен и интересен тот факт, что утонение коры Паннонского массива происходит главным образом за счет резкого сокращения мощности «базальтового» слоя, достигающей всего лишь 5—7 км. «Базальтовый» слой коры Закарпатского прогиба достигает 10 км, а под складчатым мегантиклинорием Карпат — 20—30 км. Нетрудно заметить, что Северо-венгерская вулканическая область широкого проявления кислого, «корового» вулканизма в миоцене приурочена к району, где «гранитная» составляющая земной коры имеет относительно увеличенный объем.

В то же время пространственная совмещенность плиоценовых проявлений среднего-основного вулканизма с зоной Закарпатского глубинного разлома (кстати, являющегося, очевидно,

фрагментом более крупного нарушения, протягивающегося вдоль внутреннего края всей дуги Восточных Карпат) также не случайна и обнаруживает, на наш взгляд, тесную связь с особенностями эволюции глубинной структуры Карпатской геосинклинали.

В неогене Восточные Карпаты представляли собой двойные островные дуги со всеми присущими этим структурам элементами. Исследования последних лет (Шейнманн, 1968; Белоусов, 1966, 1968; Федотов, 1966; и др.) показывают, что важнейшим элементом глубинной структуры современных островных дуг и родственных им структур является фокальная зона или поверхность. Эта зона фиксируется линейным расположением гипоцентров землетрясений и падает к центру кривизны островных дуг. Место выхода ее на поверхность отмечается сгущением эпицентров землетрясений, протягивающимся в виде сейсмического пояса вдоль внешнего края островной дуги. Фокальные поверхности служат границами между участками (блоками) коры и верхней мантии различного типа — холодной континентальной и более нагретой океанической (Федотов, 1966). Наконец, наблюдаемая обязательная пространственная приуроченность к фокальным зонам цепей действующих вулканов (Белоусов, 1968) позволяет рассматривать их как свидетельство связи активных глубинных процессов с магматическими проявлениями на поверхности. По мнению В. В. Белоусова (1968), наклонные фокальные зоны являются зонами пониженной вязкости и потому служат каналами для подъема к поверхности вышлавляемых в пределах волновода магматических масс. Однако каналы эти проницаемы только до глубин ниже 100—150 км, так как в верхней своей части фокальная поверхность уплотнена и сжата (Федотов, 1966; Деменецкая, 1967). Дальнейший подъем расплавов совершается по вертикальным глубинным разломам, достигавшим наклонной фокальной поверхности. Этим, очевидно, следует объяснять закономерное расположение вулканических поясов в тыловой области островных дуг на значительном удалении от выхода фокальной зоны на поверхность.

В Восточных Карпатах положение фокальной зоны определяется наличием отдельных очагов сейсмоактивности — реликтов некогда существовавшего сеймотектонического пояса, протягивавшегося вдоль внешнего края геосинклинальной дуги (Атлас сейсмичности СССР, 1962; Добрев, Щукин, 1967; Евсеев, 1960; и др.). В плане возможное положение выхода на поверхность фокальной зоны соответствует структуре Предкарпатского передового прогиба. Угол падения наклонной зоны определен в 50—60° на основании сейсмических наблюдений в Румынских Карпатах (Добрев, Щукин, 1967), а также с учетом данных по Курило-Камчатской дуге (Федотов, 1966). Эти данные позволяют говорить о том, что фокальная зона расположена на глубинах 170—200 км под плиоценовой вулкани-

ческой дугой Внутренних Карпат и связана с дневной поверхностью Закарпатским глубинным разломом. Определенные нами ранее уровни отделения магмы, питавшей Закарпатские андезито-базальтовые вулканы, в 60—150 км вполне согласуются с глубинной структурой региона.

Известно, что территория Внутренних Карпат, и главным образом Паннонского массива, является аномальным геотермическим районом. Здесь повсеместно фиксируются очень высокие значения теплового потока, средняя величина которого для Венгрии составляет 3,03 мккал/см²·сек (Деменецкая, 1967). Величина теплового потока резко падает в сторону Русской платформы. Следовательно, фокальная зона ограничивает по внешней периферии интенсивно прогретый блок земной коры и верхней мантии и в плиоцене контролировала поступление магматических масс к глубинным разломам, достигавшим ее.

С магматическими образованиями неогена в Закарпатском внутреннем прогибе пространственно тесно связано золото-полиметаллическое (миоценовое), ртутное, мышьяково-сурьмяно-ртутное, ртутно-полиметаллическое, теллур-висмутовое (плиоценовое) оруденение.

Золото-полиметаллическое оруденение, размещающееся главным образом в зоне Припаннонского глубинного разлома, относится к сармату. По данным М. Ю. Фишкина и др. (1967), абсолютный возраст липаритов и туфов Береговского района 12,5—15 млн. лет, а околорудно измененные туфы из различных рудоносных зон имеют возраст 13,2 млн. лет. Это может говорить об одновозрастности и генетической связи оруденения с экструзиями липаритов нижнего сармата.

По материалам Ковача (1966 г.), изучавшего изотопный состав свинца венгерских гидротермальных месторождений, идентичных месторождениям Береговского района, рудное вещество неогеновых полиметаллических месторождений Венгрии корового происхождения, т. е. можно считать раннеорогенные (миоценовые) вулканы и рудные месторождения Венгрии производными одной субстанции — земной коры (в частности, ее «гранитного» слоя). Это можно распространить и на Советское Закарпатье, так как имеющиеся в нашем распоряжении анализы изотопного состава руд Береговского и Вышковского районов полностью аналогичны таковым венгерских свинцов и могут иметь аналогичную природу.

Ртутное оруденение, развитое довольно широко в пределах Закарпатского прогиба, представлено месторождениями Оленевского и Вышковского районов. Не останавливаясь подробно на характеристике месторождений и рудопроявлений, довольно полно освещенных в работах Е. К. Лазаренко и др. (1963), Э. А. Лазаренко (1968) и др., укажем только, что ртутное оруденение наложено на полиметаллическое в пределах Вышковского района и приурочено к гипабиссальным интрузиям гра-

нодиоритов, диорит-порфиритов, размещающихся в зонах, поперечных к карпатскому направлению нарушений. По данным Н. П. Семененко и др. (1967), Г. П. Багдасарян и Л. Г. Данилович (1968), интрузивные тела Вышковского района имеют возраст 10—11 млн. лет, что соответствует плиоцену. Следовательно, ртутное оруденение более позднее, чем золото-полиметаллическое. Если рассматривать формирование гидротермального оруденения с учетом геологической истории района, нетрудно установить временную связь ртутного оруденения с плиоценовым вулканизмом.

Подводя итог проведенному анализу, можно в первом приближении говорить о двух уровнях источников магматизма — «гранитном» слое и подкоровых глубинах. Абсолютный возраст и геологические взаимоотношения пород и руд позволяют связывать золото-полиметаллическое оруденение с производными намеченного магматического очага «гранитного» слоя земной коры, а ртутное, сурьмяное, мышьяковое, теллур-висмутное — с очагом подкоровых глубин.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас сейсмичности СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., 1968.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. И. Некоторые черты строения Закарпатского прогиба. Матер. VII съезда КБА. Киев, 1964.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. И. О характере фундамента западной части Закарпатского прогиба. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 4.
- Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, 1964.
- Грин Т., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. М., 1968.
- Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1967.
- Добрев Т. Б., Щукин Ю. К. Исследования земной коры и природы сейсмичности Карпато-Балканского региона. — Сов. геология, 1967, № 5.
- Евсеев С. В. Деякі зауваження про сейсмічність східних Карпат. — Геол. ж. АН УССР, 1960, т. XX, вып. 2.
- Зайцева В. Н., Пиотровская Т. Ю. Этапы неотектонического развития Закарпатского прогиба. — В кн.: «Очерки по геологии советских Карпат», вып. 1. М., 1966.
- Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья. — Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Круглов С. С. О природе Мармарошских утесов советских Карпат. — Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1965, № 9.
- Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Львов, 1963.

Лазаренко Э. А. и др. Металлогения Закарпатья. Львов, 1968.

Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов.— Вестн. Львов. гос. ун-та, серия геол., 1962, № 1.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., 1964.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Игнимбриту-туфоловая формация в структуре альпийского пояса юго-западной Евразии.— Тр. лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата, 1963.

Митух Э., Потгай К. Результаты исследования земной коры на венгерских участках международных профилей.— Геофиз. сб., 1967, № 5.

Особенности размещения гидротермального оруденения. Киев, 1968.

Семененко Н. П. и др. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты.— В кн.: «Вопросы датировки древних геол. образований». М., 1967.

Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении Восточных Карпат. Матер. VI съезда КБГА. Киев, 1965.

Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1965.

Соллогуб В. Б. и др. Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— Сб. геофиз. иссл. ю.-в. Европы. М., 1967.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным на 1964 г.— В кн.: «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., 1966.

Фишкин М. Ю. и др. О возрастном соотношении экструзивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определения их абсолютного возраста.— В кн.: «Вопр. датир. древн. геол. образ.». М., 1967.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1968.

Эрлих Э. Н. Принципы определения состава исходной магмы.— В кн.: «Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции». М., 1966.

Kuno H. Hihg-alumina basalt. Journ. Petrology, I, 1960.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКОГО МАГМАТИЗМА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Э. А. ЛАЗАРЕНКО

(Львовский университет)

Территория Украинских Карпат образует сегмент в карпатском регионе, захватывающий все основные тектонические зоны. В той или иной мере в Украинских Карпатах проявились все магматические и постмагматические процессы, характерные для Карпат в целом.

Схема развития магматизма

В истории развития Карпатской геосинклинали выделяются следующие стадии: 1 — начальная квазишлатформенная (триас — валанжин), 2 — ранняя собственно геосинклиналичная (мел — палеоген), 3 — поздняя орогенная (миоцен), 4 — конечная орогенная (плиоцен).

В начальную стадию развития геосинклинали в условиях обширного мелководного бассейна квазишлатформы (Славин, Хаин, 1965) наряду с формированием кремнисто-карбонатных осадков в отдельных изолированных друг от друга районах происходили интенсивные извержения основных лав, сопровождающиеся интрузиями основных и ультраосновных магм.

Эта офиолитовая формация представлена породами нормального известково-щелочного ряда с некоторым щелочным уклоном. На территории Украинских Карпат ее проявления известны в Раховском и Чивчинском районах, а также вскрыты рядом скважин в фундаменте Закарпатского внутреннего прогиба.

Ранняя стадия относится к собственно геосинклиналичному периоду развития флишевого трога, заложение которого предполагается в юрское время (Вялов, 1954). В разрезе флиша вулканические проявления относятся к мел-палеогеновой спилито-кератофировой формации, разделяющейся на три фазы: 1 — нижнемеловую, развитую в Черногорской зоне, представленную спилитами, кератофирами, трахитами с ярко выраженным щелочным уклоном; 2 — верхнемеловую, приуроченную к южной утесовой зоне, представленную диабазами, калишпатизированными в результате постмагматических процессов; 3 — палеогеновую, развитую в межутесовой зоне и севернее утесовой зоны и состоящую из спилитов и кератофиров нормального известково-щелочного ряда.

Спилито-кератофировая формация развивалась в пределах флишевого трога. В то же время в период верхнемеловой фазы складчатости в областях формирования геоантиклинальных поднятий в центральных массивах (Татридах, Вепоридах, Гемеридах, Мармароше, Южных Карпатах, а также в Банате) произошли интрузии гранитоидов (банатитов).

На территории Украинских Карпат выходы верхнемеловых гранитоидов не установлены. Однако на южном склоне складчатых Карпат в палеогеновых конгломератах встречаются глыбы гранита, гранодиорита, лампрофиров.

В районе Перечина имеются мелкие интрузии микрогранита и микрогранодиорита, прорывающие палеогеновый флиш. Изучение состава палеогеновых песчаников и гравелитов этого района показывает, что они содержат обломки пород весьма сходных с породами интрузий микрогранитов и микрогранодиоритов. Кроме того, содержатся обломки эффузивных пород сред-

него состава, липаритовых туфов, калишпатизированных пород, гидротермального калишпата и кварца, а также их сростки. До сих пор интрузии относились к неогену, так как доказательств их верхней возрастной границы не было (Мерлич, Спитковская, 1958). Аналогов микрогранитов и микрогранодиоритов в неогене нет. Вполне возможно, что они являются отголосками верхнемелового магматизма и проявились на стыке флишевой области и центральных массивов.

Вслед за гранитоидными интрузиями в геосинклинальных поднятиях среди флишевой области (Кульчицкий, 1968) и в области Паннонского массива (Вадас, 1964), начиная с палеогена, появляются признаки липаритового вулканизма, отнесенного Г. Штилле (1964) к субсеквентному. Одновременно с этим в районе Будапешта в окраинной части Паннонского массива (Вадас, 1964) в палеогене проявился наземный андезитовый вулканизм. Липаритовый и андезитовый вулканизм является лишь прелюдией весьма интенсивного вулканизма в миоцене.

Поздняя стадия (миоцен) развития геосинклинали относится к формированию складчатой области, воздыманию складчатых флишевых Карпат и образованию предгорных и внутренних прогибов. На протяжении всего миоцена в пределах Паннонского массива и на его окраинах продолжался интенсивный липаритовый вулканизм, который привел к накоплению громадных толщ липаритовых туфов, распространенных не только во Внутривосточном регионе, но и в Предкарпатском передовом прогибе. Подчиненное значение имеют игнимбриты и совсем незначительное — липаритовые купола и потоки лавы. На нашей территории активный липаритовый вулканизм проявился в Береговском районе в горстовой зоне. Здесь, кроме широко развитых туфов, имеются поля игнимбритов и экструзии липаритов.

Извержения палеоген-миоценового липаритового вулканизма характеризуются постоянством состава — липарит-дацит, с резким преобладанием первого. В целом формация имеет ярко выраженный щелочной уклон и резкую пересыщенность глиноземом (характеристика a' по Заварицкому равна 70—88).

Параллельно с липаритовой в миоцене развивалась андезитовая формация, сопряженная с формированием внутренних прогибов. Вулканические образования этой формации с перерывами обрамляют с внутренней и внешней стороны внутренние прогибы.

В Украинских Карпатах основная масса пород андезитовой формации располагается примерно в осевой части внутреннего прогиба в цепи погребенных вулканов (Мерлич и др., 1968). Меньшие проявления формации наблюдаются в бортовых частях прогиба. Главное значение в формации имеют породы андезито-базальтового и андезитового состава, подчиненное — базальтового и дацитового. Основная масса вулканических

пород относится к сармату. В Вышковском районе развиты гиабиссальные интрузии габбро-диабазы, диорит-порфирида и гранодиорит-порфира, которые, по данным Б. В. Мерлича и С. М. Спитковской (1958), относятся к последовательным инъекциям четырех стадий магматической дифференциации. Основным породам придается нижнесарматский возраст, последним кислым дифференциатам — паннонский. Андезитовая формация представлена породами нормального известково-щелочного ряда с небольшой пересыщенностью глиноземом (у крайних кислых членов характеристика a' не превышает 20).

В миоцене липаритовая и андезитовая магматические формации развивались параллельно в смежных тектонических зонах (первая — в пределах Паннонского массива, вторая — во внутренних прогибах и их бортовых частях). Территориальная близость вулканических центров и одновременность извержений приводили к образованию смешанных туфов (Кутан, 1963; Данилович, 1967) в тортоцских и сарматских вулканогенных толщах.

В Береговском районе территориально сближены вулканические аппараты, извергающие одновременно андезитовую и липаритовую магму, что, кроме смешанных туфов, привело к возникновению смешанных лав.

Если характер липаритовой магматической формации указывает на возможную ее связь с внутрикоровым сиалическим очагом палингенных магм (о чем в первую очередь свидетельствуют огромные массы кислого вулканического материала и полное отсутствие основных магматических дифференциатов), то для андезитовой формации более вероятна связь с подкоровыми магматическими очагами. В пользу последнего говорит приуроченность андезитовой формации к бортовым разломам внутренних прогибов на протяжении многих сотен километров с сохранением состава изверженных пород (резко преобладают породы андезито-базальтового и андезитового состава) и устойчивым характером постмагматических проявлений, имеющим региональное значение, независимое от тектонических элементов, на которых развивались внутренние прогибы и связанный с ним вулканизм.

Конечная стадия развития карпатской альпийской геосинклинали относится к плиоцену, когда на фоне продолжающегося воздымания горного сооружения складчатых Карпат возникает новая тектоническая единица — Большая Венгерская впадина, образовавшаяся на месте до этого времени относительно стабильного Паннонского массива. Внутренние прогибы в плиоцене теряют свое самостоятельное тектоническое значение, частично они причлняются к воздымающейся складчатой области или образуют периферические впадины вокруг Большой Венгерской впадины, где продолжается осадконакопление и в плиоцене.

Вдоль бортовых разломов плиоценовых впадин происходит интенсивная вулканическая деятельность. На территории Украинских Карпат находится значительная часть Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, принадлежащей к типичной андезитовой формации (Соболев и др., 1955; Кузнецов, 1964). Породы формации относятся к нормальному известково-щелочному ряду.

Тектоническое положение магматических формаций

Рассматривая общие черты альпийского магматизма Украинских Карпат, нельзя не обратить внимание на закономерную приуроченность каждой отдельной магматической формации к совершенно определенной тектонической зоне (см. рис.). Если рассматривать эволюцию магматических проявлений в региональном плане для всего карпатского региона, включая и Паннонский массив, то можно отметить, что, в общем, здесь наблюдается закономерное развитие от инициального к финальному магматизму (Штилле, 1953, 1964), или соответственно циклу геосинклинального развития. Но наряду с этим выявляется параллельное развитие различных типов магматизма в различных тектонических зонах на определенных этапах, что имеет, очевидно, некоторое общее значение (Штрейс, 1968).

Инициальный магматизм развивался в условиях квазиplatformы, захватывающей территорию складчатой флишевой области и Паннонский массив, а также распространялся на смежные складчатые системы и был, по-видимому, однотипным для этого обширного пространства.

Следующий этап тектоно-магматического развития относится к периоду, когда после квазиplatformенного состояния произошло значительное структурное расчленение региона и возникла флишевая геосинклиналь во внутренней зоне, в которой формировалась мел-палеогеновая спилито-кератофировая формация. Этот магматизм так же может рассматриваться как собственно геосинклинальный. В верхнем мелу наряду с продолжавшимся основным вулканизмом в геосинклинальном прогибе вслед за верхнемеловой фазой складчатости в пределах центральных массивов (Татро-Венорид, Мармароша, Южных Карпат) магматизм проявился в форме интрузий гранодиоритов (банатитов) и щелочных пород (детроитов). Таким образом, тектоническое расчленение региона сопровождалось развитием различных форм магматизма в различных тектонических зонах.

Палеоген также характеризуется разнотипным магматизмом в различных тектонических зонах. Во внутренней части флишевой области продолжался основной магматизм спилито-кератофировой формации. В то же время на северном склоне Карпат устанавливаются кислые туфы и туффиты, имеющие заметное

Возраст	Тектонические зоны				
	Складчатая флишевая область	Зона центральных массивов	Закарпатский внутренний прогиб	Зона горстов	Большая венгерская впадина (паннонский массив)
Плиоцен			VI Te, Si	VI	
Миоцен			V Au, Pb, Zn, Hg, As, Sb	IV Al, Ba	
Палеоген	IV Au	II ₃			
Верхний мел	II ₂	III Fe, Cu, Pb, Zn, Au		III Fe, Cu, Pb, Zn, Au	
Нижний мел	II ₁			I	
Юра- триас					

Схема тектонического положения магматических формаций и связанных с ними полезных ископаемых:

I—VI — формации: I — титон-валанжикская офиолитовая, II — мел-палеогеновая спилито-кератофировая (II₁—II₂—II₃ — фазы вулканизма); III — верхнемеловая формация банатитов; IV — палеоген-миоценовая липаритовая; V — палеоген-миоценовая андезитовая; VI — плиоценовая андезитовая. Полезные ископаемые, связанные с магматическими формациями: Fe — железорудные, Cu — медные, Pb—Zn — свинцово-цинковые, Au — золоторудные, Hg — ртутные; Te—Bi — теллуридо-висмутные, As — мышьяковые, Sb — сурьмяные, Al — алунитовые и каолиновые, Ba — баритовые. Сплошными линиями указано распространение магматических формаций в Украинских Карпатах, пунктирными — установленное в смежных областях.

значение в олигоценовых отложениях. Олигоценовые кислые туфы развиты также в северо-западной части Паннонского массива (Вадас, 1964). Можно предполагать, что центры извержения кислых вулканических продуктов находились как на территории Паннонского массива, так и в пределах кордильеры, разделявшей флишевый трог (Кульчицкий, 1968). В пользу последнего говорит большая мощность туффитовых горизонтов на северном склоне Карпат на значительном удалении от северо-западной части Паннонского массива, где, кроме кислого вулканизма, проявился также андезитовый наземный вулканизм (Вадас, 1964). Таким образом, в палеогене намечается вулканизм трех типов: основной — во флишевом трог, кислый — в пределах геоантиклинальных поднятий внутри флишевого трога (кордильеры) и в северо-западной части Паннонского массива и андезитовый — по северо-западному обрамлению Паннонского массива на границе с зоной центральных массивов. В целом эти проявления можно классифицировать как завершение инициального вулканизма в геосинклинальном трог,

начало субсеквентного (миоценовая липаритовая формация) в пределах Паннонского массива и, возможно, в геоантиклинальной зоне геосинклинали, а также начало финального вулканизма (миоценовая андезитовая формация) на обрамлении Паннонского массива.

На следующем тектоно-магматическом этапе, охватывающем миоцен, продолжается интенсивное развитие андезитового вулканизма во внешней зоне Паннонского массива вдоль бортовых разломов внутрикарпатских прогибов (Южнословацкого, Восточнословацкого, Закарпатского, Трансильванского), который накладывается на самые различные ранее сформированные структурные элементы. С внешней стороны — это зона центральных массивов и складчатая флишевая область, а с внутренней — Паннонский массив.

Одновременно с андезитовой формацией на протяжении всего миоцена, но уже в пределах Паннонского массива, происходили мощные вулканические извержения, образовавшие липаритовую магматическую формацию.

Несмотря на различную структурную приуроченность, в северной части Паннонского массива территориально оказались сближенными районы размещения центров извержения андезитовой и липаритовой формаций. Это привело к чередованию в одном разрезе прослоев кислых вулканических продуктов со средними или основными. Кроме того, широко развиты смешанные туфы, образовавшиеся в результате одновременного выброса пеплового материала из андезитовых и липаритовых вулканов.

В заключительную стадию развития альпийской геосинклинали в плиоцене на месте Паннонского массива была сформирована межгорная впадина — Большая Венгерская — и обрамляющие ее периферические более мелкие впадины.

С формированием межгорной впадины связано развитие финального вулканизма по ее окраине, и опять вулканическая полоса накладывалась на различные тектонические элементы, в основном следуя бортовым разломам, обрамляющим межгорную и ее периферические впадины.

В других тектонических зонах в этот период явлений вулканизма не отмечается.

Связь рудных месторождений с магматическими формациями

Неизвестны рудные проявления, связанные с офиолитовой и сиилито-кератофировой магматическими формациями.

Рудопоявления, связанные с верхнемеловыми гранитоидными интрузиями, в настоящее время намечаются лишь предположительно. К ним относятся свинцово-цинковые рудопоявления Раховского района типа Обниж.

Интерес представляют широкие ореолы рассеяния золота в аллювии речных долин на южном склоне складчатой области. Не исключено, что золото здесь может быть связано с интрузиями банатитов.

Наиболее крупные рудные проявления связаны с развитием миоценового магматизма.

С миоценовой андезитовой формацией парагенетически связаны золото-адуляр-кварцевая, свинцово-цинковая, ртутная и мышьяково-сурьмяная рудные формации.

С палеоген-миоценовой лшаритовой формацией в близкой парагенетической связи находится формация вторичных кварцитов, несущая алунитовые, каолиновые и баритовые месторождения. Эта формация близка по времени к золото-адуляр-кварцевой, свинцово-цинковой, но проявляется несколько позже, и в Береговском районе, где они территориально совмещены, вторичные кварциты накладываются на золоторудную и полиметаллическую минерализацию.

Г. Штилле (1964) относит миоценовый вулканизм Внутрикрупатской области к субсеквентному. Это предполагает «литогенный» палингенный характер внутрикоровых очагов.

Л. Г. Данилович (1966) предполагает, что в миоцене существовало несколько внутрикоровых очагов палингенных магм — кислых и средних. Различным составом очагов палингенных магм объясняются одновременные извержения андезитового и лшаритового материала, в результате чего образовались смешанные туфы. Принимая представления о палингенном характере всех миоценовых магматических очагов Внутрикрупатской области, очевидно, следует рассматривать все миоценовые рудные месторождения этой области как регенерированные (Шнейдерхен, 1957). Такой точки зрения придерживается В. Э. Петрашек-младший (1957), ее принимает Э. Вадас (1964), описывая рудные месторождения Матры. У нас такие взгляды развивает Л. Г. Данилович (1967).

Нам кажутся неприемлемыми представления о регенерированных миоценовых рудных месторождениях (золоторудных, полиметаллических и ртутных) Внутрикрупатской области. Этому противоречит характер магматизма миоценовой андезитовой формации, с которой парагенетически связаны рудные месторождения. Состав миоценовой андезитовой формации сохраняется во всей Внутрикрупатской области независимо от места ее проявления, т. е. независимо от того, на какие структурные элементы накладываются внутренние прогибы, с развитием которых сопряжен андезитовый вулканизм. Сохраняется и состав продуктов постмагматической деятельности. Постоянными оказываются даже типы окolorудных изменений, для которых характерно наличие калишпатизированных пород. Это закономерное развитие околожилльных пород с калишпатом характерно не только для Внутрикрупатской области; оно

типично и для миоценовых полиметаллических месторождений в Динаридах, где они также связаны с андезитовым вулканизмом (Циссарц, 1958). Следует отметить, что А. Циссарц не считает эти месторождения регенерированными (1958).

Вулканизм плиоценовой андезитовой формации сопровождался развитием обширных полей вторичных кварцитов, среди которых большое место занимают кварцево-турмалиновая, кварцево-топазовая минеральные фации, сопровождающиеся теллуру-висмутовой, свинцово-цинковой, мышьяковой, ртутной минерализацией. Рудная минерализация связана с газогидротермальной поствулканической (или синхронной активному вулканизму) деятельностью, имеет рассеянный характер и весьма незначительные масштабы проявлений.

Таким образом, на определенных этапах тектоно-магматического развития региона развитие каждой тектонической зоны сопровождалось своим типом магматизма, отличным от соседней зоны и характеризовавшегося своей специфической металлогенией.

Различие в преобладающем составе пород магматических формаций, в петрохимических характеристиках, резкие отличия характера и состава продуктов постмагматизма позволяют предполагать, что существовали различные источники магм, породившие альпийские магматические и постмагматические формации Внутрикарпатской области.

ЛИТЕРАТУРА

- Вадас Э. Геология Венгрии. ИЛ, 1964.
- Вялов О. С. В кн.: «Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей Украины», т. I, II. Изд. АН УССР, 1954.
- Данилович Л. Г. О характере развития неогенового вулканизма в Закарпатском внутреннем прогибе.— В сб.: «Вулканические и вулканоплутонические формации». М., «Наука», 1967.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кульчицкий Я. О. Геологическое строение и полезные ископаемые Украинских Карпат.— Автореф. докт. дисс. Львов, 1968.
- Мерлич Б. В., Спитковська С. М. Схема розвитку третинного вулканизму Радянських Карпат. В зб.: Питання геології, в. 9. Львів, 1958.
- Мирлич Б. В., Славик Я., Спитковская С. М., Рудинец Р., Чверчко Я. Цепь неогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба.— Геол. сб., № 11, Львов, 1968.
- Петрашек-младший В. Э. Магматизм и металлогения Юго-восточной Европы.— В сб.: «Рудные регенерированные месторождения». ИЛ., 1957.
- Славик В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат.— Матер. VI съезда КБГА. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фиш-

кии М. Ю. Петрография неогеновых вулканических гипабиссальных пород Советских Карпат.—Изд. АН УССР, 1955.

Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений.—В кн.: «Рудные регенерированные месторождения». ИЛ, 1957.

Штилле Г. Избранные труды. ИЛ, 1964.

Штрейсе Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.—В кн.: «Вулканизм и тектоногенез». М., «Наука», 1968.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. ИЛ, 1958.

Kuthan M. Vysvetlivky k prehláklnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXIX. Bratislava, 1964.

Pantó G. Miozäne tuffhorizonte Ungarns. Acta geologica Hung., V. IX, 1965.

Stille G. Die geotectonische Werdegang der Karpathen. Beihefte z., geolog. Jahrbuch, Heft 8. Hannover, 1953.

МИОЦЕНОВЫЕ СМЕШАННЫЕ ТУФЫ И ЛАВЫ ЛИПАРИТОВОЙ И АНДЕЗИТОВОЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗАКАРПАТЬЯ

Э. А. ЛАЗАРЕНКО, К. А. ДЕЙЧАКОВСКАЯ

(Львовский университет)

На поздней стадии развития альпийской геосинклинали в миоцене во Внутривосточной области параллельно происходили мощные вулканические извержения двух типов. Один из них в пределах Паннонского массива привел к формированию липаритовой магматической формации, а второй, сопряженный с формированием внутренних прогибов, образовал андезитовую формацию, мощные выходы которых в виде двух прерывистых дуг обрамляют внутренние прогибы.

Липаритовая формация в пределах Паннонского массива образует три горизонта туфов, занимающих от 6000 до 40 000 км² при мощности, часто превышающей 1000 м (Панто, 1965). Центры извержения, по свидетельству Г. Панто, находятся в игнимбритовых ядрах.

На территории Закарпатья, в пределах Закарпатского внутреннего прогиба, прослеживаются горизонты липаритовых туфов со стороны Паннонского массива. Центры извержений известны только для сарматского горизонта, которые располагаются в Береговском районе. Здесь в верхней части многосотметровых толщ липаритовых туфов наблюдаются игнимбритовые образования и экструзии липаритов.

Породы липаритовой формации обладают ярко выраженным щелочным уклоном и резкой пересыщенностью глиноземом (характеристика «а'» колеблется в пределах 45—85), повыше-

ным количеством натрия по отношению к калию и повышенной железистостью. Формация характеризуется постоянством состава пород. Резко преобладают липариты, подчиненные значенные имеют дациты, более основные разности не характерны.

Как правило, игнимбритовые комплексы обладают плагиолипарит-дацитовым составом. Игнимбриты образуют залежи, в нижней части которых может находиться спекшийся туф, в центральной — сваренный, выше — спекшийся туф, переходящий в слабоспекшиеся и неспекшиеся разновидности.

Спекшиеся туфы состоят из непловых частиц и более крупных включений вязкого стекла, обломков кристаллов и пород. Степень спекания различная и не всегда макроскопически устанавливается.

Под микроскопом следы спекания улавливаются по пластичной деформации резко угловатых осколков стекла, ведущей к искривлению и приспособлению формы осколков друг к другу.

Пламенные туфы отличаются характерным внешним обликом — на общем темно-сером или сиреневато-буром фоне отчетливо выделяются пламенеобразные субпараллельные светло-серые до белых включения стекла. Размер включений фьямме от нескольких миллиметров до 3—7 см в поперечнике. Фьямме раскристаллизованы в различной степени. Тип раскристаллизации перисто-волоконистый с неровными «размочаленными» концами. При увеличении количества фьямме и возрастании их сплюснутости порода приобретает псевдофлюидально-полосчатую текстуру. Цементирующая масса обнаруживает полное сходство с цементом спекшихся туфов и представлена тонкими вогнуто-выпуклыми волоконистыми рогульчатыми осколками стекла.

Сваренные туфы представляют собой массивные крепкие породы, приобретшие облик эффузивной породы. Структура основной массы микрофельзитовая с участками сферолитовой и аксинолитовой. Отчетливо устанавливается гетерогенность основной массы: на границе обломков стекла улавливается полоска сплавления, по которой и удастся проследить постепенный переход от одного обломка к другому (Влодавец, 1961). «Вкрапленники» нередко обнаруживают кластический облик — угловатые осколки зерен, разорванные и слегка растащенные (рис. 1).

Плагиолипариты — стекловатые породы с отчетливой порфировой структурой. Количество вкрапленников колеблется от 5 до 25%. Представлены они плагиоклазом, кварцем (или без него), реже гиперстеном, роговой обманкой и биотитом. Основная масса витрофировая, фельзофировая и сферолитовая, в результате девитрификации — микрофельзитовая.

В миоценовой андезитовой формации излившиеся породы преобладают над туфами. В формации выделяются два комплекса: эффузивный и гипабиссальный (Мерлич и др., 1968).



Рис. 1. Игнимбит с дроблеными фенокристаллами плагиоклаза во флюидалной основной массе. Вышково. $\times 25$, ник. \perp .

Излившиеся породы и туфы андезитовой формации имеют относительно небольшое развитие в бортовых частях Закарпатского внутреннего прогиба, основная их масса располагается примерно в осевой части прогиба, образуя цепь погребенных вулканов (Мерлич и др., 1968).

Гипабиссальные интрузии известны в Вышковском и Великодоброньском районах. На протяжении сармата проявилось несколько фаз вулканизма. Для пород андезитовой формации характерен дифференциальный гомодромный ряд от базальтового до дацитового состава. Резко преобладают андезито-базальты и андезиты. Породы характеризуются порфировой и порфировидной (в интрузии В. Доброни) структурами, стекловатой или раскристаллизованной основной массой. Вкрапленники — плагиоклаз, роговая обманка, пироксены, постоянно присутствуют вкрапленники кварца, количество которых возрастает в кислых породах.

Породы андезитовой формации относятся к нормальному ряду с незначительной пересыщенностью глиноземом.

Диаграммы составов пород липаритовой и андезитовой формации приведены на рис. 2.

Береговский район в миоцене оказался пограничным между Паннонским массивом, где извергались магмы кислого состава, и Закарпатским внутренним прогибом, где происходили мощные вулканические извержения в основном среднего состава. Одно-

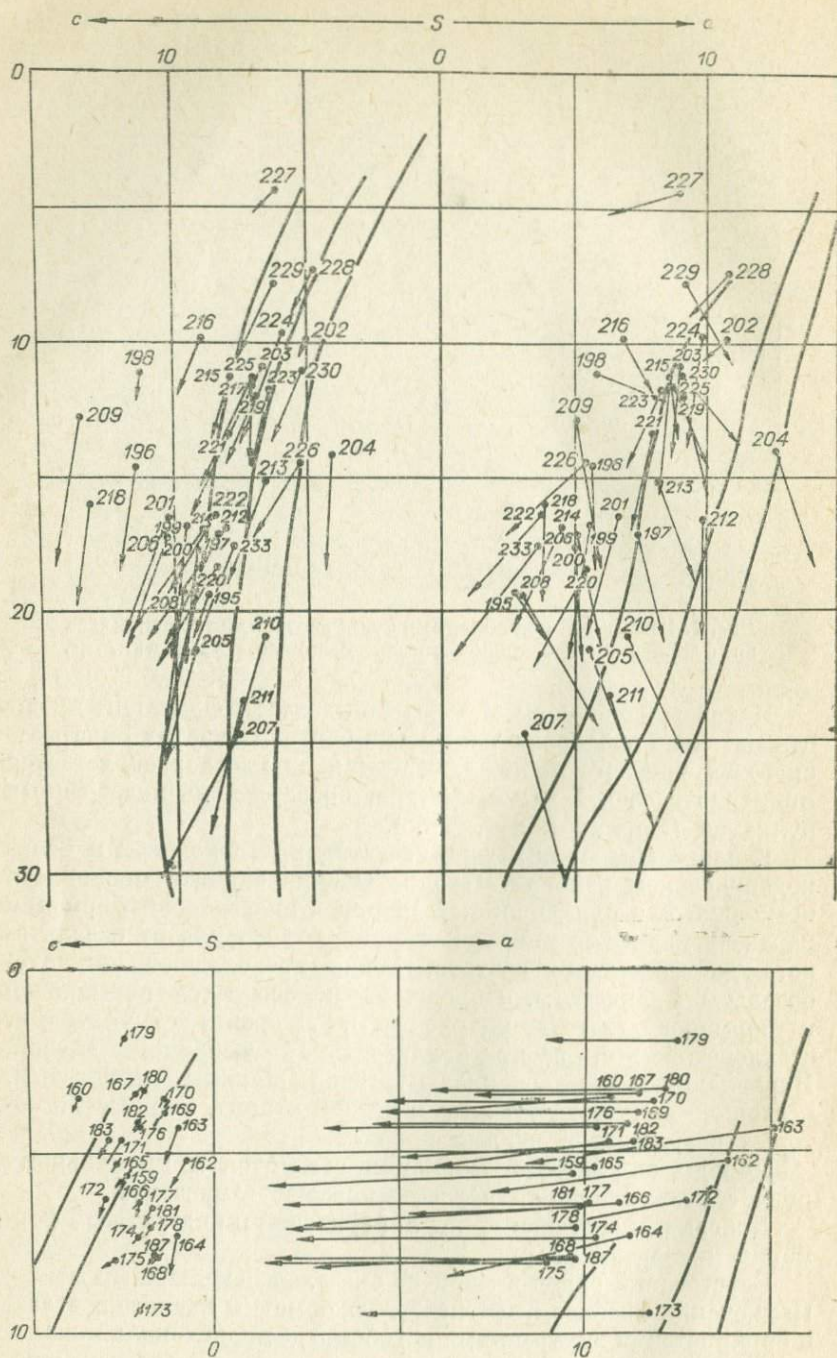


Рис. 2. Диаграммы химического состава пород:
 а — миоценовой андезитовой формации, б — миоценовой диоритовой формации.

временность этих извержений привела к образованию смешанных липарито-андезитовых туфов, игнимбритов и лав.

Смешанные туфы андезита и липарита отмечают для всех трех горизонтов липаритовых туфов Венгрии (Панто, 1965). Они известны также в Восточной Словакии (Кутан, 1964).

Смешанные туфы от «чистых» липаритовых в одном и том же разрезе постепенно переходят в «чистые» андезитовые. Размер обломков пород в туфах может быть различным для липарита и андезита. Так, например, в окрестностях с. Мужиево в основании верхнего горизонта сарматского туфа находится агломерат, состоящий из глыб (до 20—30 см в поперечнике) андезита, сцементированных липаритовым туфом. Глыбы андезита составляют 70—80% от общей массы породы. Чаще всего встречаются смешанные туфы примерно с равными обломками липаритового и андезитового материала.

Среди игнимбритовых образований встречаются включения андезита, которые нередко оплавлены, с нечеткими контурами, местами со следами обтекания и расщепления вязкой пластинчатой массы, что может свидетельствовать о том, что комки андезитовой магмы были включены в игнимбритовые образования еще в пластичном состоянии.

Смешанные лавы (рис. 3) обнаружены в северной части Береговского холмогорья у подножья горы Ардов. Они перекрыты «чистым» липаритом, который в свою очередь перекрыт смешанными туфами, над которыми залегают глины фаунистически охарактеризованной луковской свиты (нижний сармат).

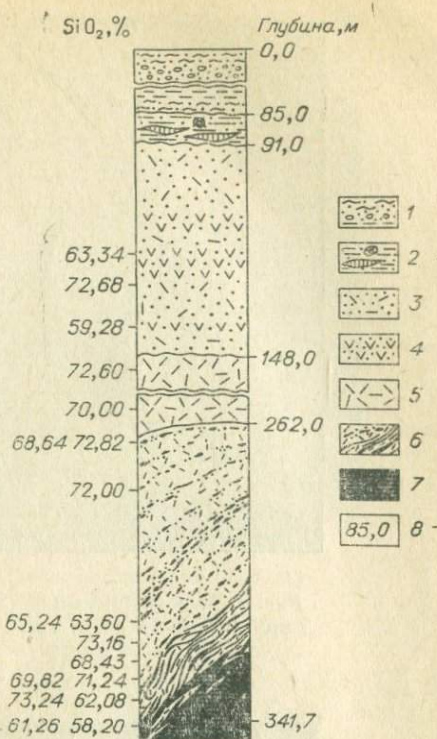


Рис. 3. Разрез по скважине 57-с.

1 — четвертичные глины, суглинки, галечники; 2 — нижнесарматские луковские глины с линзами лигнита; 3 — липаритовые туфы; 4 — смешанные липарито-андезитовые туфы; 5 — липариты; 6 — смешанные липарито-андезитовые лавы; 7 — андезиты; 8 — пробы, отобранные из одного туфа.

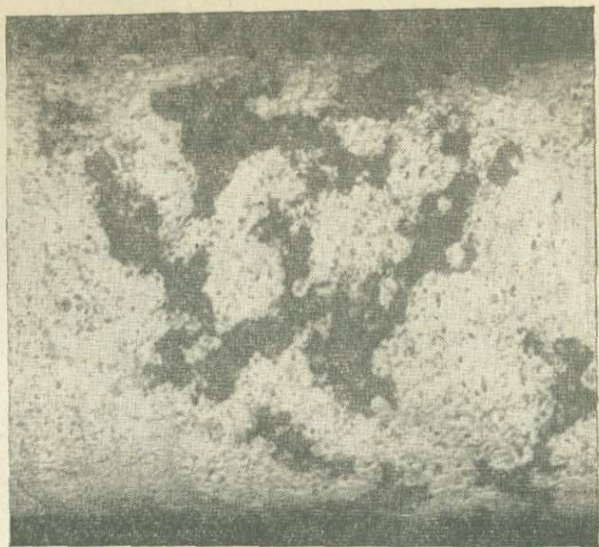


Рис. 4. Амебообразные включения андезита в диорите. Гора Ардов, скв. 57-с, глубина 281 м. $\frac{2}{3}$ натур. величины.

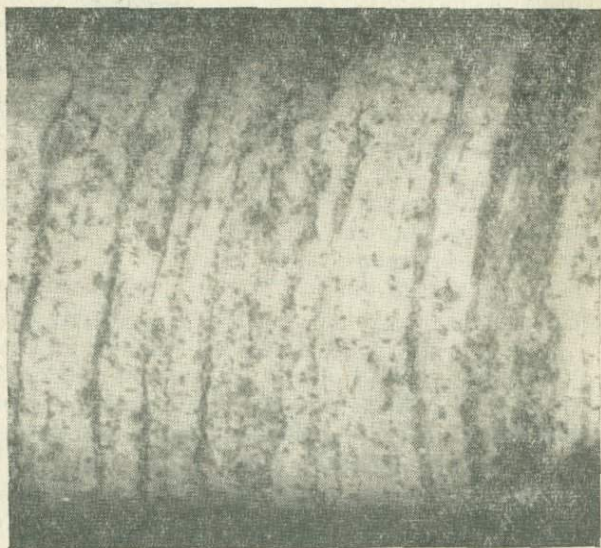


Рис. 5. Смешанная «стратифицированная» лава. Светлые полосы — диоритового состава, темные — андезито-дацитового. Скв. 57-с, глубина 315,7 м. $\frac{1}{2}$ натур. величины.



Рис. 6. Смешанная лава. Включения андезита расположены параллельно флюидальности. Скв. 57-с, глубина 330 м. 1/2 натур. величины.

В верхней части смешанные лавы представляют собой светло-серый липаритовый субстрат, содержащий амебообразные включения комков андезитовой магмы темно-серого до черного цвета (рис. 4). В средней части смешанных лав наблюдается своеобразная «стратификация», выражающаяся в тонкослоистом чередовании андезита и липарита (рис. 5). В нижней части включения андезита как бы распадаются на мелкие части, скопления которых вытянуты параллельно флюидальности (рис. 6). Плоскости истечения имеют самую различную ориентировку: от вертикальной до почти горизонтальной. В нижней части смешанных лав преобладает андезит. Порода приобретает более темный общий фон, с мелкими, более светлыми распылчатыми пятнами, отвечающими липариту. На забое скважины андезит не содержит примеси липаритового материала.

Химические анализы «чистых» пород и смешанных лав приведены в таблице.

При микроскопическом изучении устанавливаются резкие границы включений андезита в верхней части разреза и явления смешения вязких еще расплавов андезитового и липаритового составов — дезъинтеграция, «расползание» андезитовых включений, приводящих к образованию ореола микролейст, количество которых убывает и исчезает с удалением от включения андезита.

«Чистый» липарит в верхней части над смешанными лавами окрашен в светло-серый цвет с четко выраженной флюидаль-

Химические анализы смешанных туфов и лав липарита и андезита (скважина 57-с)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	63,53	71,52	58,99	58,74	70,72	72,86	68,68	64,82	63,90	64,91	73,86	70,78	74,00	62,48	58,75
TiO ₂	1,15	0,40	0,93	0,94	0,27	0,27	0,65	0,72	0,70	0,94	0,30	0,44	0,29	0,89	0,94
Al ₂ O ₃	16,49	13,67	17,02	18,00	14,10	14,33	13,70	15,25	15,39	14,67	13,59	15,39	13,51	16,84	16,20
Fe ₂ O ₃	3,78	0,39	7,02	4,70	0,58	0,09	0,96	1,33	1,28	1,48	0,41	1,48	0,51	3,78	3,50
TeO	1,65	1,58	2,61	2,15	1,39	2,09	2,00	4,25	4,74	3,88	1,51	0,72	1,90	1,82	5,15
MnO	0,03	0,05	0,06	0,07	0,04	0,05	0,07	0,10	0,13	0,14	0,06	0,04	0,04	0,10	0,07
CaO	3,61	2,04	4,63	4,86	2,38	2,16	3,81	3,69	3,58	3,40	1,83	2,67	1,90	4,26	4,43
MgO	0,94	0,10	1,20	1,34	0,26	0,12	0,94	0,24	0,49	0,40	0,16	0,20	0,12	0,53	0,61
H ₂ O	1,55	3,40	1,18	2,20	3,10	2,85	2,30	2,15	2,05	2,36	3,18	2,60	2,55	1,65	1,42
Na ₂ O	2,50	3,00	2,00	2,60	2,75	3,70	3,25	3,50	3,65	3,77	3,80	3,50	3,55	3,25	3,50
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,11	0,11	0,06	0,05	0,09	0,15	0,12	0,15	0,02	0,11	0,07	0,15	0,16
SO ₃	0,51	0,16	0,16	0,18	0,22	Сл.	0,20	0,06	Сл.	0,10	Сл.	0,26	0,12	0,30	0,19
H ₂ O	2,00	0,10	1,52	1,88	0,04	Нет	Нет.	0,16	Нет	0,15	0,13	0,06	0,20	0,28	Нет
П. п. п.	4,27	3,35	4,21	4,44	3,75	1,08	3,02	3,26	3,61	3,39	0,97	1,41	1,15	3,36	4,72
Сумма	100,11	99,70	100,12	100,33	99,62	99,62	99,67	99,51	99,64	99,59	99,69	99,55	99,71	99,71	99,67

Примечание. 1 — смешанный туф, г. 112 м; 2 — липаритовый туф с незначительной примесью андезитового материала, гл. 127,8 м; 3 — андезитовый туф с весьма незначительной примесью липаритового материала, гл. 138,3 м; 4 — андезитовый туф, гл. 140 м; 5 — липаритовая лавобрекция, гл. 231, 2 м; 6 — липарит из верхней части потока смешанных лав, гл. 264,1 м; 7 — смешанная лава (липаритовая светлая масса с амебообразными включениями комков андезитовой лавы с четкими очертаниями), гл. 264,1 м; 8 — смешанная лава без признаков взаиморастворения андезитовой и липаритовой лав, гл. 315 м; 9 — смешанная «стратифицированная» лава, гл. 315,7 м; 10 — смешанная лава с массой мелких амебообразных включений андезитовой лавы, гл. 320,7 м; 11 — липарит, содержащий весьма редкие мелкие включения андезитовой лавы, гл. 320,8 м; 12 — смешанная лава с небольшим количеством андезитового материала, гл. 325,5 м; 13 — смешанная лава (светлая часть), гл. 336, 2 м; 14 — смешанная лава (темная часть), гл. 336,2 м; 15 — андезит без примеси липаритовой лавы, гл. 336,5 м.

ностью и характерными мелкими линзовидными полостями, вытянутыми вдоль плоскостей истечения. Структура породы порфировая, основная масса стекловатая, с переменным количеством кристаллизующегося в ней тридимита. В нижних частях потока основная масса липарита более раскристаллизованная — фельзитовая до микрогранулитовой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом № 35—62, пироксеном, замещенным нонтронитом и карбонатом.

Андезиты в потоке «чистой» андезитовой лавы характеризуются неоднородностью. Зоны массивных, почти черных пород чередуются с темно-серыми полосчатыми породами. Более светлая окраска и полосчатость андезитов вызваны неравномерным распределением тонкораспыленного карбоната, которым и обогащены отдельные зоны, вытянутые параллельно плоскостям истечения. Основная масса — гиалопилитовая, микролитовая, местами пилотакситовая или интерсертальная — состоит из стекла, микролитов плагиоклаза и мельчайших зерен карбоната. Порфировые вкрапления представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, зачастую нацело замещенным хлоритондом. Плагиоклаз порфировых выделений зональный и отвечает № 53—61 для узких внешних зон и № 80—92 для широкого ядра. Плагиоклаз микролейст отвечает № 43—47, микролитов — № 28—37. В основной массе андезита развивается незначительное количество тридимита. Рудный минерал замещен лейкоксеном. Иногда отмечены крупные полости (до 2—3 см в поперечнике), выстланные корками и друзами сидерита эпимагматического происхождения.

В верхних частях смешанных лав прослеживается отчетливая граница между липаритовым и андезитовым материалом. «Стратификация» в смешанных лавах средней части характеризуется более глубоким смещением липаритовой и андезитовой лав, между которыми уже не устанавливаются четкие границы. Здесь намечаются полоски, обогащенные микролитами плагиоклаза и темными зернышками карбоната, и полоски, где их значительно меньше или вовсе нет. Микролиты плагиоклаза ориентированы длинными осями параллельно плоскостям истечения в липарите. Замеры показателя преломления стекла для более темных полос колеблются в пределах значений 1,506—1,512. По данным химического анализа содержание кремнекислоты в «стратифицированных» смешанных лавах равно 63—69% против 72—73% для «чистых» липаритов. Для более глубоких частей характерно относительно равномерное смешение лав.

Первым признаком смешения лав является карбонат, который привносится в липаритовую лаву андезитовой магмой, а также микролиты плагиоклаза, которые группируются в темных участках. Микролиты плагиоклаза (№ 23—27) нередко здесь теряют свои очертания и как бы расплзаются, местами

концы микролита разъедены и расщеплены. Наряду с такими микролитами встречаются и не претерпевшие никаких изменений, они отвечают плагиоклазу № 28—42. Химические анализы породы дают содержания кремнекислоты, отвечающие дациту, андезито-дациту — 68—62%.

В другой скважине, пройденной в 2 км северо-западнее от первой, наблюдается смещение иного рода. Андезиты и лавобрекчии андезита секутся жилами андезита, весьма обогащенного карбонатом. Нередко под микроскопом в светловатой массе жильного андезита (показатель преломления 1,516) отмечены каплевидные включения более кислого стекла с показателем преломления 1,501 и отличающегося слабой окраской светло-бурых тонов. Каплевидная форма включений, местами их частичное растворение в андезите позволяют предполагать, что липарит был захвачен андезитовой магмой, если не в жидком состоянии, то еще в достаточно пластичном.

Смещение магм, очевидно, происходило и в других местах Береговского района. Об этом может, в частности, свидетельствовать резко изменяющийся состав игнимбритов от липаритового до андезито-дацитового в одной и той же толще, а также наличие обломков андезита в игнимбритах, отличающихся несколько оплавленными краями и сплюснутым обликом. Нередко такие, явно чуждые обломки как бы вписываются в текстуру игнимбрита — они сплюснуты и ориентированы длинной осью параллельно ориентировке фьямме. В таких случаях сваренная цементирующаяся масса игнимбрита обтекает обломки андезита.

В Береговском районе часто пространственно совмещены не только продукты магматизма, но и постмагматизма андезитовой и липаритовой формаций. Так, на полиметаллическую минерализацию, парагенетически связанную с андезитовой формацией (Лазаренко и др., 1968), местами накладываются весьма близкие по времени вторичные кварциты, связанные с липаритовой формацией.

ЛИТЕРАТУРА

Влодавец. Проблема туфолав и игнимбритов.— Тр. лабор. вулканологии АН СССР, 1961, т. 1—20.

Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Львов, 1968.

Мерлич Б. В., Славик Я., Спитковская С. М., Рудинец Р., Чверчко Я. Цепь неогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, II. Львов, 1968.

Kuthan M. Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape ĀSSR 1 : 200 000, M-34-XXIX. Bratislava, 1964.

Panto G. Miozäne tuffhorizonte Ungarns. Acta geologica Hung, v. IX, 1965.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ И СТРОЙМАТЕРИАЛЫ СОВЕТСКИХ КАРПАТ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИЗМОМ ОРОГЕННОГО ТИПА

Е. Ф. МАЛЕЕВ

(Институт вулканологии СО АН СССР)

Вулканизм орогенного типа развивается в период замыкания геосинклинального трога и резких дифференциальных движений, обуславливающих образование прогибов и межгорных впадин. Этот тип вулканизма характеризуется преобладанием пирокластики над лавами, образованием сложных дифференциатов магмы, близповерхностных гипабиссальных интрузий и широким развитием формации вторичных кварцитов. В начальный период развития вулканизма орогенного типа проявляется, как правило, кислая магма (коры), а затем основная (подкорвая), дающая серию различных дифференциатов*.

Орогенный вулканизм порождает большое количество разнообразных неметаллических ископаемых и строительных материалов, благодаря разнообразию вулканитов, обусловленных дифференциацией магмы, проявлению различных типов извержений, сопряженности поверхностного вулканизма с глубинным, что влечет за собой гидротермальный процесс, порождающий нерудные ископаемые (каолин, бентонитовую глину, минеральную краску и пр.). Полезные ископаемые, обусловленные проявлением орогенного вулканизма, с присущими им закономерностями формирования и размещения свойственны только данному типу вулканизма. Каждым типом извержений порождаются определенные полезные ископаемые. Месторождения пемз, игнимбритов, спекшихся туфов связаны с извержениями, близкими к катмайско-безымянному типу; шлаков — со стромболианскими извержениями. Пелейские извержения дают мелкопористый лапиллиевый материал, используемый в качестве гидравлических добавок, а если он сцементируется, образуются строительные туфы. Извержения направленного взрыва производят воздушную сепарацию материала, в результате чего на некотором удалении от вулкана отлагаются чистейшие витрокластические пеплы. Разлагаясь, они дают бентонитовые глины. Кислые экструзии дают вулканические стекла (перлиты), которые также закономерно формируются. С формацией вторичных кварцитов в зависимости от типов вулканических построек связаны каолины, минеральные краски, бентонитовые глины. Наконец, для бута, брусчатки, щебенки, облицовочного камня пригодна далеко не каждая лава. На территории Закарпатья к ним относятся перлит, каолин, минеральные краски, бенто-

* Этапы развития вулканизма Закарпатья освещены в специальной работе автора (Малеев, 1964).

нитовые глины, барит, пирит, гранат, строительные камни, облицовочные материалы и гидравлические добавки. Генезис их различен: перлит, гранат, строительные камни, облицовочные материалы, гидравлические добавки — магматического происхождения; каолин, минеральная краска, бентонитовая глина, пирит, барит связаны с поствулканическим гидротермальным процессом; горбское месторождение бентонитовой глины — экзогенного происхождения.

Месторождения перлита (рис. 1) обусловлены проявлением вулканитов кислого состава в форме куполов, лавовых потоков и штоков. Обычно перлит слагает краевые части крупных тел; маломощные тела полностью сложены перлитом (Малеев, 1968; Солонинко, Чернявский, 1962).

На территории Закарпатья месторождения перлита, обусловленные проявлением кислой (коровой) магмы, относятся к миоценовому возрасту, а связанные с кислыми дифференциатами основной подкоровой магмы, — к плиоцену. Наиболее перспективны месторождения, связанные с кислой магмой (Ардовское,

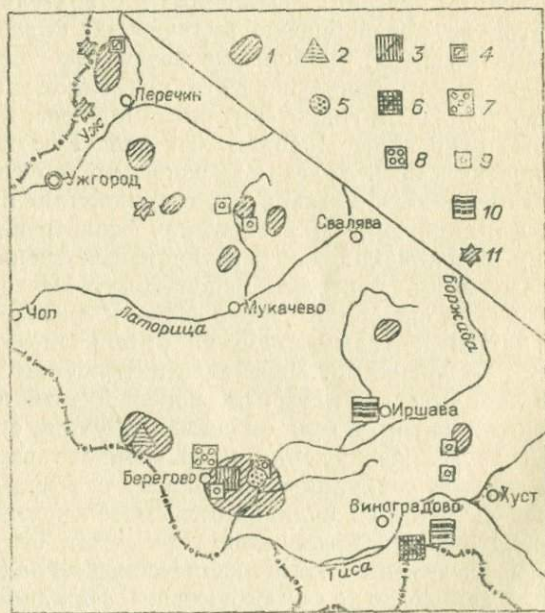


Рис. 1. Схематическое расположение месторождений нерудных ископаемых.

1 — области, перспективные для поисков каолина, алуни-та и бентонитовых глин; 2 — месторождение барита; 3 — Береговское месторождение каолина; 4 — Дубриничское месторождение каолина; 5 — проявление бентонитовых глин (Пеливан); 6 — Горбское месторождение бентонитовых глин (Пеликан); 7—8 — месторождения перлита; 7 — Ардовское, 8 — Пеликанское, 9 — другие мелкие месторождения; 10 — месторождение минеральных красок; 11 — проявления граната.

Пеликанское, Шинойское, Хаешское, Мужиевское, Керекское, Великогорское). Доля кислых стекол в магматическом процессе невелика. Весь объем продуктов вулканизма нижнесарматского возраста, формирующих Чоп-Береговскую структурно-фациальную зону, равен 400—500 км³, кислые экструзии составляют всего около 2 км³, а разведанные запасы перлита — около 50 млн. т, максимальные перспективные запасы составляют 100 млн. т, или 40 млн. м³, т. е. около 2% общего количества лав. Месторождения перлита, связанные с кислыми дифференциатами основной магмы, развиты в пределах Выгорлат-Гутинской гряды. Здесь в трех районах расположено семь месторождений перлита. Их размеры гораздо меньше миоценовых. Количество кислых стекол к общему количеству вулканических продуктов гораздо меньше: на 1000 км³, вулканитов IV этапа вулканизма кислые лавы составляют около 9 км³, а общий объем вулканических стекол к объему кислых экструзий выразится не более чем в сотых долях процента.

В конце каждого этапа вулканизма в результате гидротермальных процессов образовывались мощные зоны метаморфических пород с классической метасоматической зональностью. Метасоматические породы приурочиваются к областям развития кислых экструзий, переходящих на глубине в гипабиссальные интрузии, вероятно, связанные с близповерхностными интрузиями. В некотором удалении от районов развития экструзий, в областях разгрузки глубинных гидротерм, развиты только аргиллизированные породы (Квасавское месторождение). В верхней части метасоматических колонок вблизи экструзий обычно развиты кварциты, ниже алуниты, под ними каолиниты и, наконец, монтмориллонитизированные породы, представляющие собой бентонитовые глины.

Наиболее качественные каолиниты образуются при метаморфизме витрокластических или литокластических (пемзовидных) туфов кислого состава. В них присутствуют тончайшие зерна кварца, который не требует удаления в процессе производства фарфора. В тех случаях, когда метаморфизму подвергаются основные туфы, каолиниты пропитываются окислами железа и имеют более низкое качество. Такого типа каолиниты развиты в пределах Выгорлат-Гутинской гряды и, по предварительным данным, пригодны для фаянса и грубой керамики.

При значительных скоплениях окислов железа в каолинитах образуются минеральные краски. С областями разгрузки глубинных гидротерм (где развиты только аргиллизированные породы) связано Квасовское месторождение каолинов, расположенное в 15 км от г. Берегово, и крупные месторождения высококачественных минеральных красок в Иршавском и Хустском районах.

Бентонитовые глины развиты во многих областях Закарпатья (наиболее крупные месторождения Береговское и Пели-

кан). Месторождение бентонитовых глин экзогенного происхождения расположено к юго-востоку от г. Хуста. Здесь залегает пласт бентонитовых глин мощностью до 25 м, представленный в верхней части монтмориллонитовыми глинами, а в нижней — бейделлитом (Малеев, 1948; Пекун, 1955). Образование глин связано с расположением тонкообломочного витрокластического материала липарито-дацитового состава, скопившегося в озерных условиях на мощном пласте бурого угля. В бентонитовых глинах присутствуют панцири диатомовых водорослей. Проявления гидротермальных процессов на месторождении не отмечено.

Из других полезных ископаемых следует отметить барит, пирит и гранат.

Месторождение барита приурочено к гидротермальным жилам миоценового возраста, развитым в пределах Беганьского рудного поля. Мощность рудной зоны достигает 10 м. В верхней части она сложена баритовой рудой, которая на глубине сменяется полиметаллическими рудами (Сасин, 1965).

Значительные скопления пирита и марказита наблюдаются в осевой части Выгорлат-Гутинской гряды, где они приурочиваются к зонам каолинизации основных пород. Мощность зон 5—20 м и более, площадь до 1 км², а содержание от нескольких процентов до 20—30%. Процесс каолинизации туфов основного состава происходит в результате воздействия на них сернокислотных растворов. При этом сера вступает во взаимодействие с железом, освобождаящимся за счет разложения феррических и рудных минералов, и образуется пирит.

Гранат-альмандин (содержание до 2—3%) развит в кислых дифференциатах третьего этапа вулканизма (миоцен—плиоцен). Обычно гранат концентрируется в апикальных частях куполов и гипабиссальных интрузивов; но особенно много его в туфах, предшествовавших образованию экструзии. Туфы и апикальные части экструзивов сильно пересыщены глиноземом. Это обуславливает концентрацию граната в самой верхней части магматического очага, что, вероятно, связано с ассимиляцией вмещающих глинистых пород. Фенокристаллы граната имеют огранку тетрагон-триоктаэдра со срезанными вершинами ромбододекаэдра размером 2—4 мм, редко 5 мм в диаметре. Цвет граната бордово-красный, на площади 1 дм² насчитывается до 10 зерен. Туфы состоят из пемзовидных слабо сцементированных обломков липарито-дацита размером 2—8 мм, в результате чего гранат легко извлекается из породы. Благодаря правильной огранке кристаллов и отсутствию трещин он может быть рекомендован как ювелирное сырье.

Строительные материалы вулканического происхождения представлены строительными камнями, облицовочными материалами и гидравлическими добавками — шлаками. Строительные камни представляют собой различные интрузивы, эффу-

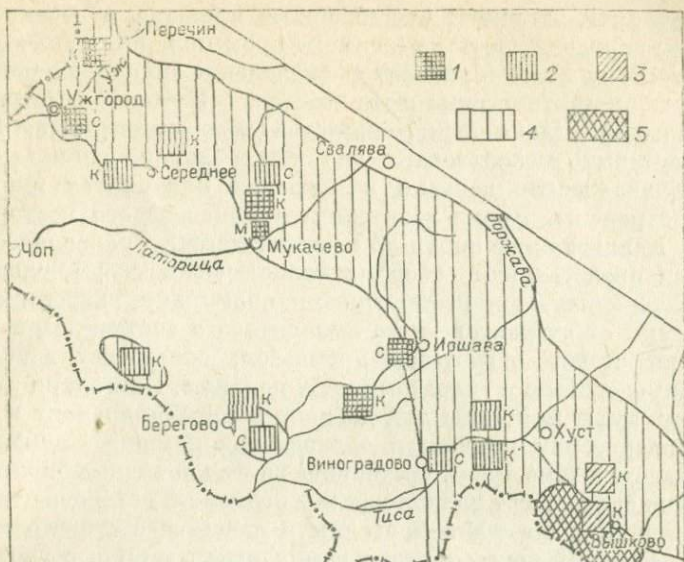


Рис. 2. Расположение месторождений строительных камней.

1 — эффузивные породы основного состава, 2 — эффузивные породы среднего и кислого состава; 3 — вулканические туфы; 4 — область развития туфов; 5 — область развития интрузивных пород. На карте обозначены: к — крупные месторождения, с — средние, м — мелкие.

зивы и туфы. Несмотря на то, что среди вулканитов содержится до 5—10% эффузивов от общего объема, породы, используемые в качестве бугового камня, бордюрного, шашки и щебенки составляют доли процента, так как для этой цели пригодны интрузивы, экстррузивные породы и мощные лавовые потоки (Камяница), где отсутствует пористость и густая трещиноватость. Но далеко не всегда в благоприятных горнотранспортных условиях имеются залежи сырья требуемого качества (рис. 2).

Вулканические туфы различного возраста разрабатываются в районе сел Вышково, Данилово, Сокирница, Рокосово, Крива, Буковинка, Антоновка и др. Туфы применяются для кладки стен и облицовки зданий. Независимо от возраста и состава (липаритовых до андезито-базальтовых миоценового и плиоценового возраста) наиболее качественные туфы состоят из пористых (пемзовидных) обломков. Примесь плотных обломков резко снижает качество туфов. Высококачественные туфы развиты, как правило, у подножий останцев вулканов и обусловлены проявлением стромболианских и плинианских типов извержений. Сцементированы они гидрохимически или путем метасоматического сваривания (Данилово). Спекшиеся туфы

и игнимбриты занимают ограниченные площади и перекрыты другими породами, поэтому не имеют промышленного значения.

У востоку от г. Мукачево расположена группа шлаковых конусов андезито-базальтового состава (Кучава, Быстрица, Дилок и др.). Шлаки низкого качества (объемный вес выше 1,5), но могут быть использованы для шлакоблоков.

Гидравлические добавки в пределах Закарпатья широко распространены. Кроме разведанного Рокосовского месторождения, выявлено еще около 50 месторождений. Гидравлические добавки представляют собой литокластические туфы, сложенные слабопористыми пемзовидными обломками витрофировой структуры от андезитового до липаритового состава. При разложении стекла образуется кремнезем, способный вступать во взаимодействие с гидратом окиси кальция. Благодаря этому молотые туфы пригодны для добавки в портландцемент и для изготовления известково-пуццолоковых экономичных цементов. Литокластические туфы, состоящие из стекловидных обломков эффузивов, залегают на склонах и у подножий останцев стратовулканов. Эти же туфы пригодны в качестве стенового материала. Поэтому целесообразна комплексная добыча с употреблением мелочи на гидравлическую добавку.

Наряду с неметаллическими полезными ископаемыми вулканического происхождения следует сказать несколько слов об осадочных месторождениях, на которые влиял вулканический процесс, что позволяет по-новому осветить вопрос генезиса этих полезных ископаемых.

Проявление кислого вулканизма в Закарпатье приурочивается к центральной части прогиба и области сочленения складчатых Карпат палеогенового возраста с миоценовыми молассами. В Предкарпатье установлено небольшое проявление вулканитов, развитых в пределах сочленения моласс и флиша, т. е. в области Берегового надвига. Как в Закарпатье, так и в Предкарпатье проявление свинцово-цинковых руд, месторождений солей и нефтепроявления приурочивается также к области сочленения флиша и моласс.

В Закарпатье давно установлена связь свинцово-цинкового оруденения с проявлением кислого вулканизма, и по аналогии с Закарпатьем можно высказать предположение, что свинцово-цинковое оруденение Трускавца (хотя и относится к осадочному типу, но, вероятно, связано с глубинным процессом) и рудопроявления Трускавца (в том числе установленное в шлихах), Борислава, Болехова, Долины, Дзвиняча, Старуни, Солотвина, Надворной и др., простирающиеся полосой вдоль Берегового надвига на 120 км, также, вероятно, связаны с проявлением кислого вулканизма, который мог дать нескрытые интрузии, обусловившие гидротермальный процесс.

Соленосные структуры Закарпатья тоже приурочиваются к отмеченным выше областям и примерно тому же времени

проявления вулканизма. Генезис солей, как отмечает М. Г. Валяшко (1956), не укладывается в нормальную последовательность выпадения «солнечным» путем и совершенно не объяснимо при этом процессе большое количество сульфатов. Учитывая, что свинцово-цинковая минерализация Предкарпатья и Закарпатья почти совпадает по возрасту с процессом соленакопления и проявлением вулканизма и приурочивается к одной и той же зоне сочленения с флишем, а также наличие большого количества сульфатов, несвойственное выпадению солей из морской воды, можно высказать предположение о влиянии вулканических процессов на образование залежей солей. Сам процесс выпадения солей, обусловленный аридным климатом, не ставится под сомнение, но увеличение концентрации рассолов и направленность процесса может происходить за счет эндогенных эманаций и гидротермальных растворов.

Наличие в Закарпатье только натрово-хлористых солей, а в Предкарпатье калийных, вполне согласуется с проявлением вулканизма, так как в Закарпатье проявлен нормальный известняково-натровый вулканизм, а в Предкарпатье — щелочной калиево-натровый.

Постановка специальных вулканологических, геохимических и палеогеографических исследований позволит получить исчерпывающий материал о генезисе рассматриваемых полезных ископаемых и наметить широкие перспективы поисковых работ.

Отмеченные полезные ископаемые и закономерности их формирования, связанные с орогенным вулканизмом Закарпатья, имеют общее значение, так как развиты и в других вулканических областях.

ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М. Г. Метод определения генезиса калийных пород по их химическому составу и его применение к месторождениям Предкарпатья. — В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4. Изд-во Львов. ун-та, 1956.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Малеев Е. Ф. К вопросу о происхождении отбеливающих глин Горбского месторождения Закарпатья. — Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1948, № 2.

Малеев Е. Ф. Типы месторождений кислых вулканических стекол и приуроченность их к этапам вулканизма. — В кн.: «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». М., «Наука», 1968.

Пекун Ю. Ф. Минералогия бентонитовых глин западных областей УССР. Изд-во Львов. геол. об-ва, 1956.

Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. — Геол. сб. Львов. геол. об-ва. «Недра», 1965, № 9.

Солонишко И. С., Чернявский А. И. Перлиты Закарпатья. — В сб.: «Перлиты и вермикулит». М., Госгеолтехиздат, 1962.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>Предисловие</i>	3
<i>В. О. Соловьев.</i> О синхронном развитии вулканизма в Карпатско-Крымско-Кавказской провинции и на юге Дальнего Востока СССР	5
<i>И. Н. Ремизов, П. В. Ковалев, Ю. А. Борисенко.</i> Четвертичные вулканические пеплы левобережной Украины	11
<i>Ю. С. Лебедев.</i> О роли вулканизма в формировании некоторых полезных ископаемых Керченского полуострова	14
<i>Э. С. Халатян, К. И. Карапетян.</i> Влияние магматизма на формирование углекислых минеральных вод Айюцзора	21
<i>А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов, Л. П. Яшвили.</i> Особенности гидротермальной деятельности, связанной с верхнемеловым вулканизмом (Северная Армения)	24
<i>В. В. Бабсеев, В. И. Барановский.</i> Геотермические аномалии Закарпатья	30
<i>Ц. Г. Акопян.</i> Магнитное поле и намагниченность некоторых вулканических конусов Армянской ССР	35
<i>А. М. Глебовская, Н. П. Михайлова.</i> Стратификация эффузивных образований неогена Закарпатья в свете палеомагнитных данных	41
<i>Т. С. Лебедев, Н. Ф. Познанская.</i> Физические параметры вулканических образований Закарпатья	48
<i>А. И. Мамедов.</i> Некоторые особенности эффузивного вулканизма центральной части Малого Кавказа	57
<i>С. Г. Карапетян.</i> Петрология и практическое значение продуктов новейшего кислого вулканизма Армянской ССР	63
<i>А. С. Остроумова, Е. К. Станкевич, И. Я. Центер.</i> Андезит-дацитовая формация в средней части Загезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с нею субвулканические образования	71
<i>Э. Х. Харазян.</i> Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР	83
<i>Э. Г. Малхасян.</i> Роль юрского вулканизма в металлогении Армении	88
<i>К. М. Мурадян.</i> Палеогеновый вулканизм и некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений	92
<i>А. А. Адамян.</i> О происхождении верхнеплиоценовых высокоглиноземистых базальтовых лав Армянской ССР	102

<i>С. В. Альбов.</i> К вопросу о молодом вулканизме в Керченско-Таманской области	109
<i>М. А. Петрова.</i> Петрохимия и генетические типы неоген-четвертичных эффузивов кислого состава Кавказа и Карпат	113
<i>К. И. Карапетян.</i> Новейшие магматические формации Армении	118
<i>К. Г. Ширинян.</i> О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами	123
<i>В. В. Науменко, А. Ф. Гончарук.</i> О связи неогенового вулканизма и оруденения Закарпатья с глубинным строением земной коры	137
<i>Э. А. Лазаренко.</i> Некоторые особенности развития альпийского магматизма Украинских Карпат	144
<i>Э. А. Лазаренко, К. А. Дейчаковская.</i> Мiocеновые смешанные туфы и лавы липаритовой и андезитовой магматических формаций Закарпатья	153
<i>Е. Ф. Малеев.</i> Неметаллические ископаемые и стройматериалы Советских Карпат, связанные с вулканизмом орогенного типа	163

ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЕ
(КАРПАТЫ, КРЫМ, КАВКАЗ)

Ответственный редактор
Кирилл Никифорович Рудич

Редактор *Г. А. Есева*
Художественный редактор *В. И. Шумаков*
Художник *В. А. Пискун*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректор *Н. П. Тясто*

Сдано в набор 7 мая 1973 г. Подписано в печать 27 ноября 1973 г. МН 01106.
Бумага № 2 60×90^{1/16}. 10,75 печ. л. 11,6 уч.-изд. л. Тираж 910 экз. Заказ № 74н.
Цена 1 р. 16 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Совет-
ская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станислав-
ского, 25.

Цена 1 р. 16 к.

933