Ов. П. ГУЮМДЖЯН

О СООТНОШЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В «ПСЕВДО-ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ» ФОРМАЦИЯХ БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА

(АРМЯНСКАЯ ССР)

В статье рассматриваются вопросы интрузивного взаимоотношения вулканитов («глубинных вулканических интрузий») с включенными в их массу блоками карбонатных пород.

Исходя из полученных новых данных по стратиграфии карбонатных отложений перми и мела (Гуюмджян, 1963), а также результатов, полученных при изучении геологической позиции и петрографии интрузивных и вулканогенных образований (палеогена), а также исходя из данных предыдущих исследователей (Мкртчян, 1958; Габриелян, 1964; Аракелян, 1964), донеогеновый геологический разрез территории западной части Баргушатского хребта представляется нами в следующем виде:

О р д о в и к (?). Метаморфизованная вулканогенно-осадочная (туфогенная) толща. Залегают под пермскими известняками. Массивные темносерые базальты, тонко- и среднеслоистые, плотные микротуфобрекчии, туфоалевролиты и полосчатые роговики, кварциты, образованные за счет них. Мощность 800 м.

Д е в о н. Глинистые сланцы, известняки. Надвинуты на доломиты триаса и известняки перми. Видимая мощность 150 м.

П е р м ь. Массивные и среднеслоистые, темно- и светлосерые, битуминозные известняки и доломитизированные известняки, черные рассланцованные известняки и битуминозные сланцы. Мощность 750 м. Дислоцированы, собраны в складки северо-западного простирания.

Т р и а с (?). Темносерые, массивные, плотные доломиты, мощностью 250 м. Залегают с небольшим угловым несогласием на отложениях верхней перми.

В е р х н и й м е л. Средне-, тонкослоистые, пелитоморфные, микрофораминиферовые, мелкозернистые известняки, глинистые известняки. Мощность примерно 2000 м. Образуют полого залегающую складку северо-восточного, субширотного простирания.

Н и ж н и й э о ц е н. Зангезурская вулканогенная толща. Базальты, андезито-базальты, андезиты, местами с подчиненными прослоями и пачками туфоосадочных (частично ороговикованных, местами полностью) пород и лавобрекчий. Мощность около 2000 м.

С р е д н и й э о ц е н: а) Гехакарская вулканогенно-осадочная (туфообломочная) толща. Базальты, андезито-базальты, андезиты, местами брекчиевидные, с прослоями и пачками туфобрекчий, туфопесчанников, туффитов, туфомергелей. Мощность около 1800 м. Распространена к западу от г. Гехакар и прослеживается до западного склона Зангезурского хребта.

б) Арамаздская «псевдо-вулканогенно-осадочная» (известняковая)

толща. Мощность примерно 1800 м. Состав и строение сложные; представлена разновозрастными нормально-осадочными отложениями палеозоя, мезозоя и вулканогенными образованиями палеогена (терригенные и карбонатные отложения верхнего девона, перми, триаса (?), вулканогенные-гипабиссальные и частично эффузивные фации среднего эоцена).

Арамаздская толща, в пределах которой наиболее интенсивно развит глубинный вулканизм, находится в зоне, расположенной между Анкаван-Зангезурским глубинным и Кирским разломами. Последний фиксируется полосой (3—5 км шириной) мощных (5—20 м) верхнеэоценовых даек диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и линейных гранитоидных интрузивов (Ковшутский, Дастакерт-Аравусский массивы). Общая протяженность этой полосы 40—45 км; прослеживается она от района с. Ковшут к северо-западу до юго-восточных склонов г. Салвард. Кирский разлом в районе г. Еркатасар оперяется системой трещин, в которых размещено больше ста мощных даек липаритовых порфиров верхний миоцен—нижнеплиоценового возраста. Эта полоса шириною в 2—3 км протягивается на расстоянии более 20 км от восточного склона г. Еркатасар до района с. Бнунис на северо-западе. К западу от Кирского разлома распространены эффузивно-осадочные отложения среднего эоцена гехакарской толщи.

Арамаздская толща распространена к востоку от линии г. Еркатасар—г. Пирамзасар, до зоны Анкаван-Зангезурского разлома, и вероятно, перекрывает его в пределах Баргушатского хребта, прослеживаясь на небольшом расстоянии к востоку от этой зоны.

Вулканические породы нижнего и среднего эоцена по минеральному и химическому составу почти не отличаются. Оба комплекса представлены породами базальт-андезитовой серии с резким преобладанием андезитов-базальтов и андезитов и с полным отсутствием пород кислее андезитов. По характеру вкрапленников среди них выделяются плагиоклазовые, пироксеновые и роговообманковые разновидности. Характерные структуры основной массы—полнокристаллические, микропризматические, зернистые, бостонитовидные, долеритовые, микролитовые, порфировидные. Все перечисленные структуры, кроме микролитовой, свойственны вулканическим породам арамаздской толщи. Вулканические породы среднего эоцена характеризуются более крупнозернистым сложением и большими размерами вкрапленников (для плагиоклазов 0,3—0,5 см, 0,7—1,0 см и нередко 1,2—1,8 см в длину, для пироксенов и роговых обманок 0,2—0,5 см и 0,6—0,9 см), чем аналогичные образования нижнего эоцена.

Фациальное расчленение вулканогенных толщ и выявление их взаимоотношений с осадочными образованиями имеет большое значение для правильного понимания не только геологического строения и стратиграфии области, но и соотношения вулканической и интрузивной деятельности.

Известно, что продукты вулканической деятельности проявляются в двух резко отличных средах—извержения на поверхность земли или

на дно морских бассейнов и интрузии различных форм и размеров под маломощным покровом (Wolf, 1914; Усов, 1935; Cloos, 1936, Кеннеди, 1938; Дэли 1936, Левинсон-Лессинг, 1949; Кузнецов, 1955; Штилле, 1964).

Еще в начале 30-х годов В. Н. Лодочников и М. А. Усов обратили внимание на то, что породы с лавовым обликом формируются и на определенных глубинах.

В Баргушате, в частности в бассейне р. Гехи, проявляется своеобразная форма залегания вулканических пород. На вид кажущиеся собственно эффузивными покровы большой мощности имеют рвущие, интрузивные взаимоотношения со смежными осадочными образованиями. Наличие линз и пачек известняков в вулканогенной толще создает впечатление их переслаивания с продуктами вулканизма. В действительности же осадочные породы представлены не линзами или прослоями, согласно залегающими между разновозрастными потоками, а являются огромными глыбами, заключенными в виде ксенолитов в массе относительно молодых пород. Возраст вулканических пород определяется не их залеганием на различных горизонтах осадочных образований, а зависит только от последовательности интрузии или извержений различных порций расплава.

По существу, вулканические продукты по вертикали близко одновозрастны в интервале активности определенной стадии вулканической деятельности.

В различных частях вулканогенных толщ нижнего и среднего эоцена, насколько можно проследить в вертикальном или горизонтальном направлении (в интервале абсолютных отметок 1600—2300 м ущелья р. Дармазур—г. Хачкар, 2000—3000 м) разрез между рр. Арамазд и Сев-джур, 1300—2600 м (устье р. Гехи—водораздельная часть Пирамзасарского хребта), устанавливаются рвущие контакты между вулканическими и осадочными породами. Первые обладают относительным постоянством основных признаков химического и петрографического состава, структур и внешнего облика. По геологическому строению, форме, размерам, вещественному составу и структурам, а также наличию в них включений «линз» осадочных пород, эти вулканогенные образования отличаются как от субвулканических тел и эффузивных покровов, так и от плутонических интрузивных массивов. Наблюдается непрерывный переход от участков вулканогенных пород, содержащих крупные глыбы древних вмещающих толщ, в порфиритовые залежи, свободные от них. Можно установить также, что глубоко залегающие тела вулканических пород, имеющие крупнозернистые и поликристаллические структуры, резко отличаются по эффузивному облику и вулканическим структурам от пород аналогичного минерального и химического состава плутонических серий района.

Известняки верхнего мела в районе бассейна рр. Арамазд (Аксакал), Севджур, Кахурд, а также на водораздельной части Баргушатского и Пирамзасарского хребтов, секутся многочисленными апофизами вулканических пород, имеющими формы даек, жил, штоков, гнезд и т. д.,

причем можно ясно проследить переход от подобных смешанных участков к залежам вулканических пород, свободных от останцев осадочных слоев.

Арамаздские верхнемеловые известняки в северо-восточной части раздроблены на глыбы различных размеров (10×10, 15×20, 50×100, 200×1000 м и т. д.) и сцементированы андезито-базальтами палеогена. Устанавливается небольшое перемещение этих глыб, что выражается поворотом на различные углы плоскостей напластования и незакономерной ориентировкой этих плоскостей в пределах небольшой площади. Простирание плоскостей напластования известняков верхнего мела в остальных частях довольно постоянно (65—80° к СВ). Эти значения сохраняются почти во всех участках карбонатной толщи. В северо-восточной части, где особенно хорошо выражено раздробление единой толщи, простирание плоскостей напластования в этих глыбах резко меняются до 290—330°, угол падения от 35° до 60°. Здесь глыбы известняков разделены «коридорами», заполненными андезито-базальтами, шириной от 1 до 200 м и более.

Вулканическими породами палеогена сечется мощная толща (200 м) туфоконгломератов, залегающая с угловым несогласием и очень полого (10—20°) над различными горизонтами известняков. На юго-восточных склонах г. Еркатасар толща известняков в широтном направлении разделена на две крупные части, что приблизительно совпадает с простиранием плоскости напластования. В самой высокой части Баргушатского хребта расположены залежи андезито-базальтов палеогена. Известняки и туфоконгломераты пересекаются многочисленными дайкообразными и штокообразными телами, которые непрерывно переходят в «открытые» залежи вулканических образований.

В среднем течении р. Кахурд, в районе ее устья и в ущелье р. Дармазур прослежено несколько дайкообразных тел мощностью в 100—150 м, секущих известняки перми, верхнего мела, полосчатые роговики ордовика и переходящие в более широкие залежи вверх по разрезу*. Одна из таких даек прослеживается по контакту известняков перми и роговиков ордовика между ущельями рр. Кахурд и Дармазур; дальше к юго-востоку вверх по разрезу (около 400 м по вертикали) она расширяясь достигает вершины г. Хачкар, где «цементирует» огромные глыбы полосчатых роговиков ордовика и известняков перми. Здесь также наблюдаются перевернутые глыбы на фоне общего простирания известняков перми (290—300°) и роговиков ордовика (310—330°).

Эти примеры показывают, что вулканические породы вниз или вверх по разрезу фиксируются в различных формах. В районах развития осадочных древних толщ они имеют форму залежей с рвущими контактами

* В толще пермских известняков широко распространены дайки диабазовых порфиритов и лейкократовых плагиоклазовых порфиритов, которые, вероятно, связаны с вулканизмом палеогена. Эти дайки на контакте интрузивов гранитоидного состава и известняков скарнированы, в то время как дайки позднего этапа, связанные с плутолизмом, секут их и не несут следов скарнирования.

(плутонические формы), а там, где отсутствуют в современном эрозионном срезе осадочные толщи, залегают в виде эффузивных покровов. Поэтому при изучении вулканических толщ особую важность представляют не только субвулканические тела, имеющие определенные формы и небольшие размеры и обычно легко распознаваемые, но и так называемые «ложные покровы». Следует отметить, что даже в тех районах, где отсутствуют осадочные породы, нельзя с полной уверенностью относить вулканические образования к покровным разностям. В пределах арамаздской толщи во всех участках без исключения, там, где имеются осадочные образования (известняки), вулканические породы залегают в формах интрузивных залежей.

Известно, что при выделении фации вулканических образований должен учитываться только один признак—взаимоотношение с вмещающими породами во время их формирования (Коптев-Дворников и др., 1965). Форма тел считается второстепенным признаком. По существу также не должны считаться определенным признаком размеры.

Изучение особенностей сочетания или ассоциации вулканических и осадочных образований в районе Баргушата выявляет сложное их строение и двойственный характер вулканогенных толщ. Прежде всего, хотя они по геологической позиции (взаимоотношение с окружающей средой) похожи на гипабиссальные или субвулканические фации (в действительности должны относиться к ним), но по размерам (100 км² и больше) сходны с собственно эффузивными покровами. Для субвулканических тел геосинклинальных областей не только кислого, но и основного состава вообще отрицается возможность существования относительно крупных тел, соизмеримых с крупными штоками гранитоидов. Большие размеры вулканических масс гипабиссальной фации создают ложное представление о принадлежности их к эффузивным покровам, переслаивающимся с морскими нормально-осадочными породами. Однако, в действительности, они могут быть представлены сложной ассоциацией наземных и гипабиссальных фаций в различных количественных соотношениях, причем в некоторых случаях в различных эрозионных срезах интрузивные вулканические массы могут составить преобладающую часть вулканогенного комплекса, иногда до 80—90%, а возможно и больше. К этому следует добавить, что вулканические образования гипабиссальной фации могут быть сложены несколькими более или менее крупными близкорасположенными и проникающими друг в друга (а также во вмещающие толщи) телами, внедренными по определенным плоскостям тектонических трещин подобно полифазным интрузивным комплексам гранитоидов.

Возраст вулканогенных образований, прорывающих известняки верхнего мела и перми, а также роговики ордовика, не является синхронным с включенными в их массу осадочными породами. Радиологические данные недавно подтвердили более молодой возраст вулканитов, залегающих в различных горизонтах по отношению к осадочным слоям. Р. Х.

Гукасян и Б. М. Меликсетян (1965) возраст вулканических пород арамаздского комплекса определяют как средний эоцен — 48 млн. лет.

Подобные толщи со сложным строением и интрузивными соотношениями между вулканическими и осадочными породами, необходимо отличать от тех, которые представлены излившимися лавами с переслаивающимися пачками морских нормально-осадочных или туфообломочных отложений. Вероятно, целесообразно для отличия таких ассоциаций вулканогенных и осадочных образований называть их «псевдо-вулканогенно-осадочными», а соответствующие формации «псевдо-вулканогенно-известняковыми», «псевдо-вулканогенно-терригенными» и т. д. В этих толщах или формациях осадочные и вулканогенные образования не имеют генетической (с точки зрения источника хотя бы части вещества) и временной связи. Осадочные породы являются разнородными и разновозрастными телами в массе близкоодновозрастных пород вулканогенной толщи. Представление о «псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях позволяет по-новому подойти к решению некоторых вопросов геологического строения, стратиграфии, истории магматизма и т. д. Приводимая в начале статьи стратиграфическая схема основывается на этих представлениях.

Геологическая позиция вулканогенных залежей в «псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях позволяет рассмотреть в некоторой степени и вопрос о соотношениях между вулканическими и плутоническими ассоциациями. Рассмотренные выше геолого-структурные и петрографические признаки вулканических пород показывают следующее: а) кристаллизация расплава базальтоидного состава на достаточно большой глубине (не менее 1,5—2,0 км) привела к образованию не плутонических, а вулканических типов пород — базальтов, андезито-базальтов, структуры которых не отличаются от структур эффузивных покровов. Известно, что на примерно таких глубинах кристаллизуется значительная часть габброидных и гранитоидных интрузивов с отчетливо выраженным плутоническим обликом; б) внутри «псевдо-вулканогенно-осадочных» формаций имеются особенно хорошие возможности проследить переходы от интрузивной части крупных залежей вулканических пород к эффузивной на протяжении 1—2 км по вертикали, где встречаются породы исключительно лавового облика.

В пределах арамаздской толщи существуют магматические образования, которые некоторыми авторами относятся к плутоническим. Так, внутри палеозойской (ныне средний эоцен) вулканогенной толщи А. Б. Кажданом был выделен ряд интрузивных массивов габбро-пироксенитов, габбро, габбро-диоритов и диоритов. Т. Ш. Татевосян впервые их отнес к вулканическим образованиям и включил в состав среднепалеозойской толщи. В дальнейшем нами (Гуюмджян, 1963) на основании их геологического взаимоотношения с карбонатными отложениями верхнего мела, лавового облика, минералого-петрографических и структурных особенностей, все эти образования были отнесены к вулканической гипабиссальной фации и включены в состав вулканогенной толщи, которая:

залегает выше арамаздских известняков. Эти данные позволяют нам рассматривать их отдельно от единого ряда эволюции плутонического магматизма Баргушата. Новые радиологические данные, полученные Р. Х. Гукасяном и Б. М. Меликсетяном, вполне согласуются с нашими данными о более молодом возрасте вулканогенных пород арамаздской толщи.

В районе среднего течения р. Айри К. А. Карамяном (1962) был картирован ряд достаточно крупных штоков базальтов (габбро), андезито-базальтов (габбро-диоритов) и андезитов (диоритов), среди аналогичного состава вулканогенных образований нижнего эоцена. Имея в виду их структурные особенности и геологическую позицию, К. А. Карамян отнес их к гипабиссальным фациям интрузивов. Эти гипабиссальные интрузии отличаются от вмещающих вулканогенных пород нижнего эоцена полнокристаллическим сложением основной массы, крупнозернистостью, крупными кристаллами вкрапленников плагиоклаза и цветных минералов. От плутонических пород габброидного состава они отличаются лавовым обликом и структурами. Вулканогенные породы гипабиссальной фации среднего течения р. Айри, вероятно, являются аналогами пироксеновых и плагиоклазовых базальтов, андезито-базальтов и андезитов арамаздской «псевдо-вулканогенно-осадочной» толщи. Эти небольшие интрузивы относились к плутоническим на основании их полнокристаллическости и крупнозернистости. Не было обращено внимания на их непосредственную генетическую связь с вулканизмом, на их лавовый облик, который, по мнению многих исследователей, является важным отличительным признаком.

Так, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) в класс эффузивных пород включают собственно эффузивные и те интрузии близповерхностной фации, которые по минеральному составу и структурным особенностям похожи на вулканические. От этого класса резко отличаются глубинные плутонические породы, имеющие особые структуры и минеральный состав. В районе Баргушатского хребта гипабиссальные и наземные (или подводные) фации вулканических образований палеогена почти не отличаются по структурам и облику, а петрографический состав практически постоянный.

Согласно представлениям В. К. Кеннеди (1938), интрузивная или эффузивная природа магматических образований определяется местными условиями, и является их вторичным свойством. В. К. Кеннеди отличает два типа интрузивов — интрузивы, генетически связанные с вулканической деятельностью (случайные, акцидентальные), и интрузивы, для которых интрузивная природа является основным свойством, т. е. плутонические. С этой точки зрения В. К. Кеннеди выделяет вулканические и плутонические ассоциации, источники которых находятся на различных глубинах земной коры. Различия двух классов магматических пород нельзя, конечно, искать только в условиях их кристаллизации. Очевидно, кроме зависимости состава и структур пород от состава и условий кристаллизации расплава, представляют значительный интерес разли-

чия в облике плутолитов и вулканитов, не определяемые только условиями кристаллизации (температура, давление и характер их изменения во времени, состав летучих и т. д.). Понятно, что эти различия должны скрываться в природе и свойствах плутолитических и вулканических магм, рождающихся на различных глубинах земной коры (в снале и в верхней части мантии соответственно).

Таким образом, выделенная нами арамазская толща, как типичная «псевдо-вулканогенно-осадочная» характеризуется интрузивным взаимоотношением крупных вулканических интрузивов, не синхронных с включенными в их массу разновозрастными осадочными отложениями, сложным сочетанием пород различных фаций—гипабиссальных и эффузивных, при резко подчиненной роли последних на данном эрозионном срезе, преобладанием магматических пород над нормально-осадочными отложениями (отношение больше 10 : 1). Резкое преобладание вулканических интрузивных пород над осадочными (в три раза и более), кроме фактов прорывания является одним из важнейших признаков таких толщ.

В заключение следует сказать, что представление о «псевдо-вулканогенно-осадочных» толщах создает новые возможности для изучения стратиграфических разрезов определенных регионов, особенно вопросов соотношения вулканических и плутолитических ассоциаций.

Пользуясь случаем, автор выражает благодарность кандидатам геолого-минералогических наук К. И. Карапетяну и Б. М. Меликсетяну за полезные замечания, сделанные при подготовке этой статьи.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.III. 1968

ՀՈՎՀ. Պ. ԴՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ

ՀՐԱԲԻԱՅԻՆ ԵՎ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՓՈԽՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ
«ԿԵՂԾ ՀՐԱԲԻԱ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ» ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐՈՒՄ ԲԱՐԿՈՒՇԱՏԻ ԼՆՌԵԱ-
ՇՐՂԹԱՅԻ ՇՐՋԱՆՈՒՄ (ՀԱՅԿ. ՍՍՀ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգիվածում ցույց է տրվում, որ երբեմն հրաբխային և նստվածքային ապարների հաջորդափոխումը ուղղաձիգ կամ լաթերալ ուղղութայամբ կարող է զուրկ լինել ստրատիգրաֆիկ իմաստից: Լեռնային ապարների նման զուգորդությունները, որոնք բնութագրվում են հրաբխային դանդաղաների ինտրուզիվ փոխհարաբերությամբ, իրենց մեջ ներփակված տարբեր հասակի նստվածքային առաջացումների հետ, հիպարիսալ և էֆուզիվ ֆացիայի ապարների բարդ համադրակցությամբ, վերջինների ստորադաս դերով, ինչպես նաև հրային ապարների գերակշռությամբ բուն նստվածքային դոյացումների նկատմամբ, պետք է տարբերել սովորական հրաբխանստվածքային հաստվածքներից և կոչել «Կեղծ հրաբխանստվածքային», իսկ համապատասխան ֆորմացիաները՝ «Կեղծ հրաբխակրաքարային» ու «Կեղծ հրաբխատերրիզեն» և այլն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А. Палеозой. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II, 1964. Изд. АН Арм. ССР.
2. Габриелян А. А. Кайнозой. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II, 1964. Изд. АН Арм. ССР.
3. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. Геотектоника, № 4, 1966.
4. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, XVIII, № 3—4, 5, 1965.
5. Гуюмджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР). Докл. АН Арм. ССР, 5, XXXVII, 1963.
6. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л. М., ОНТИ, 1936.
7. Карамян К. А. Структура и условия образования Дастгертского медно-молибденового месторождения. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
8. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Д., Петрова М. А. Вулканические породы и методы их изучения. Изд. «Недра», 1967.
9. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. II, 1955.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Избр. тр., т. I, Изд. АН СССР, 1949.
11. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. АН Арм. ССР, 1958.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.
13. Татевосян Т. Ш. Интрузивные породы Баргушатского хребта. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. III. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
14. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М., 1961.
15. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. «Проблемы сов. геологии», 1935.
16. Штилле Г. Субсеквентный магматизм. В кн.: «Избранные труды». Изд. «Мир», М., 1964.
17. Cloos H. Einführung in die geologie, Berlin, 1936.
18. Kennedy W. O., Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas. Bull. Volcanol. Naples, ser. 2, t. 2, 1938.
19. Wolf E. Der Vulkanismus, Band 1, 1914.