

М. Павлюк, член-кор. НАН Украины

E-mail: igggk@mail.lviv.ua,

А. Медведев, канд. геол.-минералог. наук,

E-mail: medvedev.albert@mail.ru,

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины,

ул. Научная, 3-а, г. Львов, 79060, Украина

МАГМАТИЗМ И СТРУКТУРА ПАНКАРДИИ В РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

Мезозойские магматические образования на территории Украины распространены в фундаменте Закарпатского прогиба, на южном склоне складчатых Карпат, в зонах надвигов Мармарошского массива на Раховскую и Буркутскую зоны. Это не однообразный генетически единый набор пород, а фрагменты различных по происхождению комплексов, каждый из которых образовался в определенной, отличной от других, тектонической обстановке на коре различного типа: континентальной (вулканогенный комплекс, пикритовые туфы и лавы закарпатского комплекса), субконтинентальной (тростянецкий комплекс) и океанической (закарпатский, угольский и раховско-чивчинский комплексы). Раннеальпийская структура территории Карпат не является унаследованной от предыдущих этапов, а образовалась в результате деструкции в начале мезозоя ранее сложившейся гранитно-метаморфической коры.

Отмечается близость химического состава основных пород раховско-чивчинского, угольского и закарпатского комплексов. Это преимущественно базальтоиды нормального, иногда субщелочного, ряда, с выраженной натриевой, значительно реже калий-натриевой, сериальностью, формационно близкой к океаническим толеитам. Наиболее вероятно, что они образовались в условиях рассеянного спрединга за счет неустойчивости мантии и частично подверглась дифференциации.

В Трансильванском энзиматическом трогее образовался угольский комплекс ультрабазитов и Na-толеитовых диабазов. По характеру распределения элементов-примесей он очень близок к идеальной верхней мантии. Возможно, это фрагменты вещества верхней мантии, выведенного на поверхность в виде протрузий. Подобные породные комплексы известны и в других районах Панкардии.

Породы дифференцированного тростянецкого комплекса относят к K-Na серии базальт-трахитовой формации, что фиксирует собой существование в раннем мелу Раховско-Северинского энзиматического трога на утонченной коре континентального типа. Породы комплекса характеризуются повышенной степенью дифференциации, субщелочным характером, калий-натриевой сериальностью и повышенной глиноземистостью.

Разделяет указанные энзиматические трогии мощный блок континентальной коры, представленный высококальциевыми трахидолеритами вулканогенного комплекса и другими образованиями.

Анализ фактического материала позволил составить представление о палеоструктурах континентальной коры и предложить геодинамическую модель региона. Раннеальпийская структура составляла область дробления (крашинга) гранитно-метаморфической коры, с чередованием с участками вновь образованной океанической коры. В середине поздней юры существовали одновременно все разновозрастные энзиматические прогибы с различными механизмами закрытия. К концу раннего мела почти все энзиматические трогии так или иначе были закрыты и все верхнемеловые и палеогеновые отложения формировались при преобладании сжимающих усилий на континентальной коре.

Ключевые слова: Панкардия, тектоника, магматизм, офиолиты, континентальная кора, океаническая кора.

УДК 551.21:552.3(234.9)

Л. Демина, канд. геол.-минералог. наук, вед. науч. сотр.

E-mail: lidem06@rambler.ru

М. Промыслова, канд. геол.-минералог. наук, ст. науч. сотр.;

М. Мышенкова, магистр

E-mail: Zf12@rambler.ru

Н. Короновский, д-р геол.-минералог. наук, проф., зав. каф. динамич. геол.

E-mail: koronovsky@rambler.ru

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, РФ

ПРИЗНАКИ ИМПАКТОГЕНЕЗА В ПРОДУКТАХ САМОСТОЯТЕЛЬНЫХ ЦЕНТРОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии доктором геол. наук, проф. В.А. Михайловым)

К импактогенезу относятся преобразования горных пород под воздействием ударных волн. Глубинный тип импактогенеза обусловленный глубинными взрывами уплотненных флюидов. Флюидолиты характеризуются специфическими структурами и текстурами, минеральным и химическим составом, геологическим строением тел, что позволяет отличить их от сходных осадочных и туфогенных пород. В продуктах самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья описаны шесть различающихся по составу стекол, в том числе близких к плагиоклазовому и кварцевому. Такой набор исходных расплавов – следствие эндогенного импактогенеза. При изучении гиперстенов, биотитов, плагиоклазов вулканитов установлен резко различный их генезис, имеющий связь как с магматизмом, так и указывающий на их ксеногенную природу, а также несущие признаки деформаций и метаморфических изменений.

Предложена модель эволюции неоген-четвертичного магматизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса с ведущей ролью окисления глубинных трансмагматических флюидов, где находит место эндогенный импактогенез. Окисление основных компонентов флюида (H_2 , CH_4 , CO) происходит со значительным выделением тепла, а сами реакции носят взрывной характер. Концентрация флюидов и пути их миграции связаны с ослабленными зонами разрывных нарушений в земной коре. Дробление пород субстрата способствует интенсивному плавлению и образованию магм более однородного состава, что и наблюдается в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе при переходе от флюидолитов к флюидолитолавам и пемзам. Глубинные взрывы флюидов инициируют, с одной стороны, плавление субстрата, а с другой – подготавливают и разрабатывают каналы, по которым впоследствии извергается магматический материал.

Первые порции извержений представляли собой жидко-газово-твердые взвеси, в которых собственно магматический материал составлял всего лишь несколько процентов, и по сути это не магматические породы. В дальнейшем, при прогрессирующем плавлении субстрата, количество газово-твердой составляющей в продуктах извержения понижается, а доля расплава, напротив, постепенно увеличивается, увеличивается их вязкость, а скорость течения замедляется. Наконец, извержения завершаются наиболее вязкими магматическими расплавами, образующими пемзы, которые фактически остаются на месте извержения, так как не способны к течению.

Эндогенный импактогенез, по-видимому, проявлялся значительно шире, чем это принято считать в настоящее время, и предшествовал не только проявлению основного, ультраосновного и щелочного магматизма, но играл также ведущую роль в зарождении кислых магм в пределах земной коры коллизионных областей.

Ключевые слова: флюидолиты, глубинные взрывы флюидов, вулканизм, импактогенез, Приэльбрусье.

Введение. К импактогенезу относятся преобразования горных пород под воздействием ударных волн, поро-

жденных взрывами высокого энергетического уровня. Выделяется два типа импактогенеза: космогенный, свя-

занный с падением метеоритов и эндогенный, обусловленный глубинными взрывами уплотненных флюидов [6]. Глубинным взрывам флюидов в настоящее время придается большое значение при обсуждении генезиса флюидолитов – нового генетического типа эндогенных горных пород. Флюидолиты характеризуются специфическими структурами и текстурами, минеральным и химическим составом, геологическим строением тел, что позволяет отличить их от сходных осадочных и туфогенных пород [7]. В то же время они обнаруживают ряд признаков, сближающих их с продуктами импактогенеза.

Принципиальное отличие импактогенеза от эксплозивного вулканизма, связанного с промежуточными магматическими очагами, заключается в том, что эксплозивный вулканизм, даже в его крайних проявлениях, не приводит к образованию импактитов, главным признаком которых является наличие диаплектовых стекол, образующихся при изохорном плавлении отдельных минералов за счет взрывного подъема температуры. При этом образуются различные по химическому составу расплавы вплоть до близких к мономинеральным. Подобные признаки установлены нами для продуктов самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья.

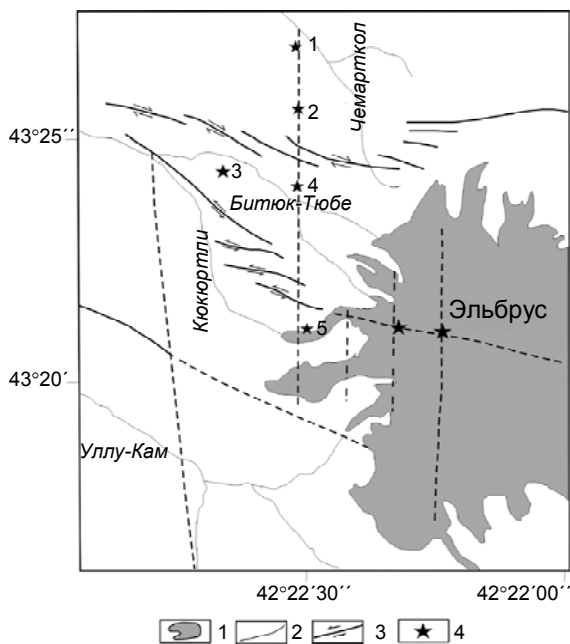


Рис. 1. Геологическое положение и состав продуктов самостоятельных центров извержения

Разрывные нарушения по [Рогожин и др., 2005; Короновский, 1968]: 1 – ледники, 2 – реки, 3 – разрывные нарушения и направления смещения по ним, 4 – самостоятельные центры извержения: 1 – Чечуркол, 2 – Чучур, 3, 4 – Битюк-Тюбе, 5 – Кюкюртли

Западнее вулкана Эльбрус в поле развития палеозойских гранитов и метаморфических сланцев, а также средне- и позднепалеозойских пород Передового хребта находится пять изолированных выходов флюидогенных и вулканических пород (рис. 1), образовавшихся из самостоятельных подводящих каналов. Разрезы продуктов извержения этих центров очень похожи – начинаются с продуктов выброса жидко-газово-твердой взвеси, образовавшей флюидолиты, и заканчиваются риолитовыми пемзами. Нами наиболее детально изучен центр извержения, расположенный на правом борту долины р. Битюк-Тюбе в ее среднем течении на высоте 3000 м над уровнем моря (точка 4 на рис. 1). Продукты извержения слагают здесь тело длиной 1800 м и шириной 1600 м, частично перекрытое молодыми скло-

новыми отложениями. В их разрезе снизу вверх отчетливо выделяются четыре толщи: черные массивные флюидолиты, серые флюидолиты игнимбритового типа, красные полосчатые флюидолитолавы и пемзы. Черные и серые флюидолиты обнажаются в обоих бортах реки, в то время как полосчатые флюидолитолавы и пемзы приурочены непосредственно к центру извержения и распространены только на правом борту реки выше отметки 2900 м. На левом борту р. Битюк-Тюбе флюидолиты перекрыты вулканокластической толщей.

Микрозондовые исследования образцов горных пород выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ на базе растрового (сканирующего) электронного микроскопа "Jeol JSM-6480LV" с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа, объединяющей энергодисперсионный "INCA-Energy 350" (окно ATW-2) и волновой дифракционный четырехкристалльный спектрометр "INCA-Wave 500" (кристаллы LiF200, TAP, PET и LSM-80N).

Черные массивные флюидолиты сложены обломками розовато- и бледно-фиолетового кварца, биотита, плагиоклаза, микроклина, пироксенов, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, гранитов, а также лепешковидными образованиями светлого цвета кварц-полевошпатового состава. Обломки часто оголованы, имеют округлую и овальную форму. Зерна кварца сильно раздроблены, похоже, что он взорван изнутри. Плагиоклаз разбит серией трещин, часто с образованием планарных структур. Чешуйки биотита сильно деформированы, имеют оборванные концы, содержат полосы смятия, при этом наблюдается смещение и изогнутость отдельных частей по спайности. Размеры обломков варьируют в широком диапазоне, обломки погружены в мелко- и микрообломочный матрикс аналогичного состава. Выделяются также участки с заметной флюидальностью, содержащие стекло и редкие мелкие фьямме шириной до 2000 мкм (рис. 2, А). Фьямме имеют довольно сложное зональное строение, при этом разные зоны сложены стеклами, существенно отличающимися по химическому составу. Стекла более светлого цвета (табл. 1, анализ 1) заметно обогащены калием ($K_2O/Na_2O=2,63$) и обеднены натрием и кальцием по сравнению со стеклами более темного цвета (табл. 1, анализы 2, 3), где соотношение K_2O/Na_2O составляет всего 0,61–0,15.

Лепешковидные образования размером до 1-2 см сложены обломками незонального основного и среднего плагиоклаза со сглаженными краями (рис. 2, Б). Редко встречаются крупные зерна с хорошо выраженными гранями кристаллов (рис. 2, В). Цемент представлен преимущественно светлым стеклом с редкими участками стекла темного цвета, которые заметно различаются по содержанию щелочей и кальция. Светлые стекла (табл. 1, анализы 4, 5) в отличие от темных (табл. 1, анализ 6) содержат также титан и магний и обогащены железом. Девитрификация проявлена в образовании каплевидных микровыделений (до 5 мкм) калиевого полевого шпата в светлых и альбита в темных стеклах, интерстиции между которыми выполнены материалом кварцевого состава. В отдельных участках матрикса находятся скопления стеклянных шариков размером 30–50 мкм кварцевого и плагиоклазового состава. В крупных зернах плагиоклаза отчетливо проявлены следы плавления с образованием плагиоклазового стекла (табл. 1, анализ 7). В центральных частях расплавленных участков находится кварцевое стекло с заметной примесью натрия (0,11%) и алюминия (0,58). Выделения кварцевого стекла в матриксе содержат еще более высокое количество этих элементов: (0,24 и

0,69 соответственно). Подобные стекла относятся к лешательеритам, широко распространенным в импактных образованиях как эндогенных, так и экзогенных. Отметим

также, что лепешковидные образования весьма характерны для зювитов – туфогенноподобных обломочных пород ударного происхождения [6].

Таблица 1

Химический и нормативный состав стекол в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5	25/5
SiO ₂	74,54	76,32	73,63	74,08	72,91	75,31	63,25	72,68	73,62	74,97	72,83	73,33	73,16
TiO ₂	0,16	0,25	0,19	0,15	0,18	-	-	0,19	0,22	0,18	0,17	0,21	0,23
Al ₂ O ₃	13,38	13,87	14,82	13,83	14,10	13,63	22,78	13,52	14,35	14,14	13,96	12,82	12,85
FeO	1,00	0,89	0,85	1,13	0,95	0,42	0,10	0,91	0,92	0,46	0,28	1,06	1,05
MgO	0,15	0,16	0,12	0,17	0,11	-	-	-	0,11	0,10	-	0,19	0,13
CaO	0,35	2,43	1,98	0,43	0,49	1,69	3,65	0,55	2,99	0,80	0,67	1,00	0,87
Na ₂ O	2,70	5,07	4,60	2,42	2,81	4,27	8,30	3,24	4,49	3,12	2,98	3,43	3,42
K ₂ O	7,10	0,77	2,82	7,70	6,74	1,73	1,45	5,76	0,53	5,68	5,80	4,49	4,46
Σ	99,37	99,75	99,01	99,93	98,29	97,05	99,53	96,84	97,23	99,45	96,69	96,52	96,18
Нормы CIPW													
Q	30,15	37,97	31,40	28,55	29,39	39,48	2,00	30,93	39,39	33,16	32,84	34,48	34,76
Cd	0,62	0,28	0,61	0,73	1,31	1,69	1,33	0,93	0,98	1,41	1,62	0,59	0,85
Ort	42,23	4,56	18,63	45,55	40,53	10,40	8,60	35,15	3,22	33,76	35,45	27,14	27,41
Ab	22,99	43,00	39,31	20,49	24,19	36,75	70,44	28,30	39,07	26,55	26,08	30,08	30,09
An	1,75	12,08	9,92	2,14	2,47	8,53	17,05	2,82	15,26	3,98	3,44	5,14	4,46
Hyp	1,96	1,62	1,56	2,25	1,75	3,16	0,18	1,40	1,65	0,78	0,24	2,15	1,95
Ilm	0,31	0,48	0,36	0,29	0,35	-	-	0,37	0,43	0,34	0,33	0,41	0,45
K ₂ O/Na ₂ O	2,63	0,15	0,61	3,18	2,40	0,40	0,17	1,78	0,12	1,82	1,94	1,31	1,30

Химические анализы выполнены в лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик Е.В. Гусева: 1–7 – черные массивные флюидолиты; 8, 9 – серые флюидолиты игнимбритового типа; 10, 11 – флюидолитовые; 12, 13 – пемзы; 1, 4, 5, 8 – светлые стекла, 2, 3, 6, 9 – темные стекла. Прочерк – не обнаружено

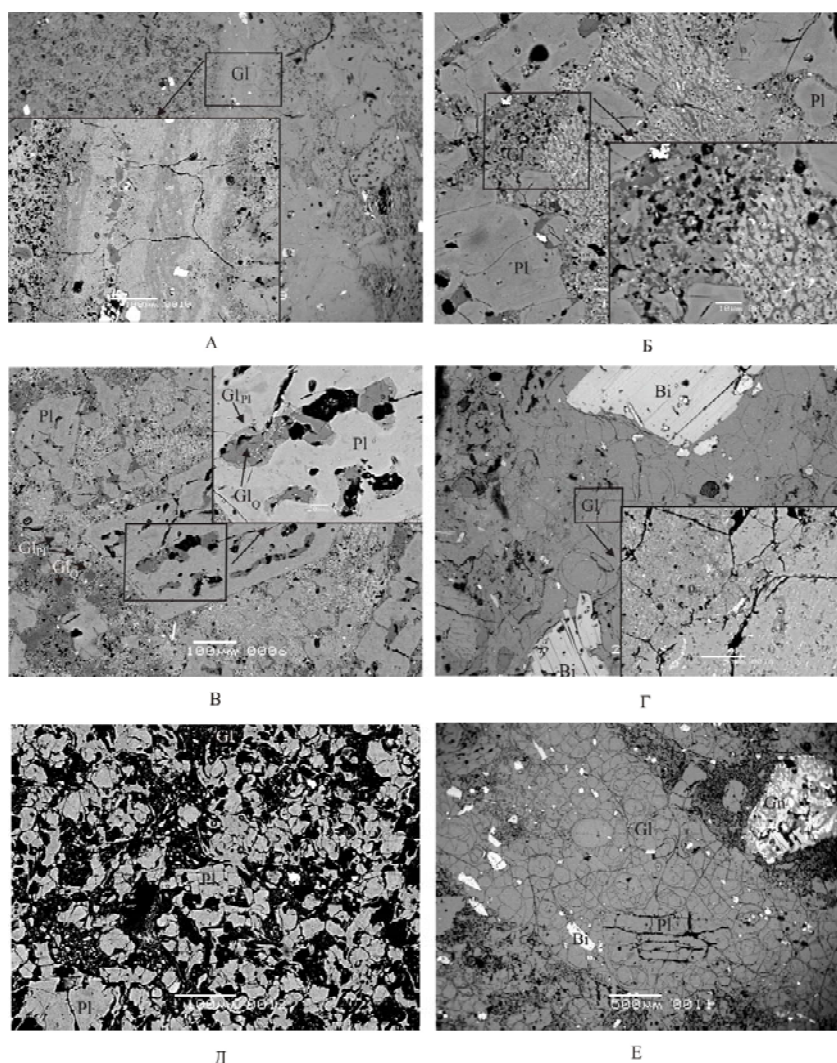


Рис. 2. Структуры продуктов извержения центра Битюк-Тюбе
Объяснения в тексте. Изображения в обратных электронах. Bi – биотит, Gl – стекло, Gp – гнейс, Нур – гиперстен, Pl – плагиоклаз, Q – кварц

Черные массивные флюидолиты перекрыты серыми разностями, в которых текстура подчеркнута ориентированным расположением фьямме, количество и размеры которых заметно возрастают вверх по разрезу от 1–2 до 10–15%. Для отдельных участков фьямме характерна перлитовидная отдельность (рис. 2, Г), они сложены стеклом с высоким содержанием щелочей, однако их соотношение не столь велико ($K_2O/Na_2O=1,78$; табл. 1, анализ 8), как у предыдущих пород. Вне фьямме и реже внутри них, наряду со светлыми стеклами, состав которых близок к стеклу фьямме, развиты темные, резко обедненные калием и обогащенные натрием и кальцием стекла (табл. 1, анализ 9). В участках светлого стекла хорошо видна микрополосчатость, обусловленная цепочками мелкой рудной пыли.

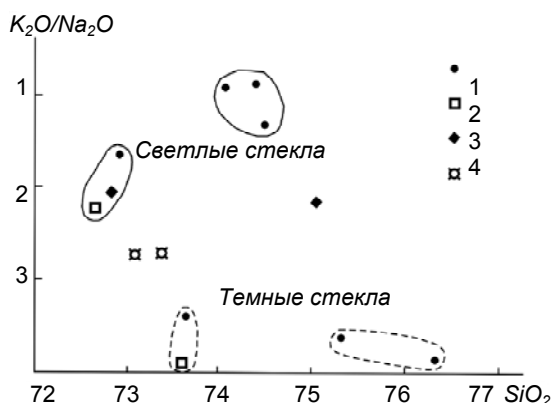


Рис. 3. Диаграмма K_2O/Na_2O-SiO_2 для стекол:

1 – черные массивные флюидолиты, 2 – серые флюидолиты игнибритового типа, 3 – флюидолитолавы, 4 – пемзы

Постепенно вверх по разрезу серые флюидолиты сменяются полосчатыми породами буровато-красного цвета, в которых резко возрастает количество стекла до 50% в матриксе (рис. 2, Д), а тонкие черные стекло-ватые полосы сложены перлитами (рис. 2, Е). Разница в химическом составе стекол заметна, но не столь существенна (табл. 1, анализы 10, 11), как для ранее описанных пород. Флюидолитолавы обладали повышенной вязкостью, поскольку их потоки распространялись не более чем на 150 м от центра извержения вниз по склону долины р. Битюк-Тюбе.

Разрез завершается риолитовыми пемзами, химический состав которых практически однороден (табл. 1, анализы 12, 13), они фактически фиксируют положение центра извержения.

Принадлежность первых двух толщ к флюидолитам основана не только на текстурно-структурных признаках, но и аномалиях химического состава, типичных для описанных ранее пород Северного Приэльбрусья [4].

На TAS-диаграммах все стекла попадают в поле риолитов, кроме плагиоклазового, соответствующего по составу трахитам. Отметим, что одновременно сосуществуют стекла всего спектра щелочности – от нормальных до щелочных. Таким образом, в наиболее ранних продуктах извержения центра Битюк-Тюбе зафиксировано четыре резко различающихся по кремнекислотности и соотношению K_2O/Na_2O расплава (рис. 3), а также два расплава, близких к мономинеральным – плагиоклазовому и кварцевому (рис. 4). Разнообразие расплавов сближает изученные породы с эндогенными импактитами, выделенными А.А. Маракушевым и др. (1993) и объясняется, вероятно, следствием взрывного изохорного плавления минералов с относительно низкой акустической жесткостью, к которым относятся кварц и полевые шпаты [9]. На диаграмме нормативного состава (рис. 4) хорошо видно, что калиевые стекла флюидолитов расположены в поле импактитов. Темные бедные калием стекла образуют обособленное поле.

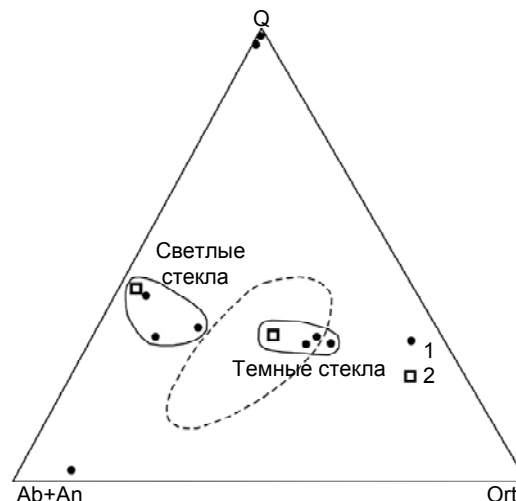


Рис. 4. Диаграмма нормативного состава стекол

Пунктиром показано поле импактитов по [Маракушев и др., 1993]:

1 – черные массивные флюидолиты,

2 – серые флюидолиты игнибритового типа

Особенности химического состава минералов.

Гиперстены, содержание которых не превышает 2–3%, разделяются на две группы. К первой относятся крупные (до 500 мкм), разбитые грубыми трещинками, часто измененные, имеющие либо пятнистое, либо зональное строение зерна неправильной, часто причудливой формы. Темные пятна, а также центральные части отдельных зерен гиперстена характеризуются присутствием хрома, более высокой магнезиальностью ($X_{Mg}=0,70–0,73$) и глиноземистостью по сравнению с каймами и светлыми пятнами ($X_{Mg}=0,57–0,54$). Для сильнотрещиноватого гиперстена из пемзы, разница в магнезиальности и глиноземистости незначительна ($X_{Mg}=0,59$ в центре и 0,54 в тонкой кайме). Подобные пироксены развиты во всех типах пород и встречаются как в матриксе, так и во фьямме.

Ко второй группе относятся мелкие (до 70 мкм) кристаллы правильной формы, развитые исключительно в стеклах фьямме и пемз. Зональность в них либо отсутствует, либо проявлена слабо, причем прямо противоположна тому, что наблюдается в гиперстенах первой группы: от центров кристаллов к их краям происходит незначительный рост магнезиальности от 0,55 до 0,60, а химический состав этой группы гиперстенов в целом близок к таковому у краевых частей минералов первой группы.

Очевидно, что генезис изученных гиперстенов резко различен. Минералы первой группы представляют собой обломки основных пород субстрата, которые впоследствии были перекристаллизованы по краям или трещинкам. Гиперстены второй группы, безусловно, имеют магматическое происхождение, причем увеличение магнезиальности к краевым частям минералов соответствует общему для всего Эльбурского вулканического района антидромному тренду магматизма.

Биотиты содержатся во всех типах пород в количестве до 5–7% и относятся к высокотитанистым разностям ($TiO_2=4,52–4,95\%$). Среди них выделяются как мелкие (до 500 мкм), так и достаточно крупные (до 2–3 мм), часто деформированные, с оторванными по спайности изогнутыми пластинами или целиком изогнутые чешуйки, а также измененные разности с оборванными краями. Биотиты из черных флюидолитов резко отличаются от минералов других пород повышенной магнезиальностью ($X_{Mg}=0,64–0,67$) и значительным содержанием фтора (3,01–3,53%), который отсутствует в биотитах других продуктов извержения. Подчеркнем, что химический состав биотитов, приуроченных к фьямме, и биотитов, находящихся в обломочном матриксе, практически одинаков. Подобные

высокофтористые безводные биотиты обычны в глубоко-метаморфизованных гнейсах гранулитовой фации.

В серых флюидолитах мелкие чешуйки биотита из фьямме и крупные деформированные, с оторванными, и изогнутыми частями биотита из обломочного матрикса, имеют одинаковый состав. В то же время, во фьямме недеформированный таблитчатый биотит (размеры до 500 мкм) отличается от предыдущих пониженной магнезиальностью и глиноземистостью.

В красных флюидолитолах изученные биотиты представляют собой, несомненно, ксеногенные образования, поскольку химический состав отдельных, в том числе мелких чешуек, расположенных в стеклах, и биотита из обломка гнейса практически одинаков.

В пемзах присутствуют изогнутые чешуйки биотитов, химический состав которых аналогичен составу биотитов из серых флюидолитов и красных флюидолитолах. В то же время мелкий биотит, включенный в кислый плагиоклаз, характеризуется наиболее низкой магнезиальностью ($X_{Mg}=0,44$) и по составу близок к недеформированным биотитам из фьямме серых флюидолитов.

Таким образом, генезис большинства биотитов не связан с магматическим процессом, они представляют собой обломки, часто сильно деформированные и измененные, метаморфических пород. Другая незначительная часть мелких включений в кислых плагиоклазах и отдельных свежих недеформированных табличек в стеклах кристаллизовалась из расплава.

Плаггиоклазы, количество которых варьирует в широких пределах, резко отличаются по основности. В черных флюидолитах развиты практически незональные лабрадоры и андезины, в которых лишь в тонкой краевой кайме основность незначительно понижается с 46 до 42% An. В серых флюидолитах крупные (до 2-3 мм) обломки кристаллов лабрадора (55% An) разбиты грубыми трещинками, вдоль которых происходит перекристаллизация с понижением основности плагиоклаза до 34% An. В матриксе красных флюидолитолах незональные обломки плагиоклаза (42% An) относятся к андезинам, а для стекла характерны более кислые (35% An) разности. В пемзах развиты кислые олигоклазы (28% An). Обломочный характер большинства плагиоклазов указывает на их ксеногенную природу. В то же время в стеклах красных флюидолитолах и пемзах встречаются мелкие и средние кристаллики зонального строения, причем количество тонких зон разного состава составляет один-два десятка. Подобные плагиоклазы, несомненно, кристаллизовались из расплава.

Закключение. Для объяснения особенностей химизма коллизионных вулканитов и эволюции неоген-четвертичного магматизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса была предложена модель с ведущей ролью окисления глубинных трансмагматических флюидов [3]. Окисление основных компонентов флюида (H_2 , CH_4 , CO) происходит со значительным выделением тепла, а сами реакции носят взрывной характер. Концентрация флюидов и пути их миграции связаны с ослабленными зонами разрывных нарушений в земной коре. Самостоятельные центры извержения Западного Приэльбрусья как раз и приурочены к такой зоне (рис. 1). Восточнее меридиана Эльбруса средняя высота вершин Главного Кавказского хребта приближается к 5 км, а западнее резко снижается на километр и более, что обусловлено системой флексур и разрывов, которые хорошо прослеживаются в Западном Приэльбрусье и на самом вулкане. В этом же районе установлены многочисленные палеосейсмодислокации [8]. Система меридиональных разломов и флексур подчеркнута ассиметричной формой Эльбруса: крутым, ступенчатым и узким западным склоном и пологим, широким – восточным, а также меридиональными речными долинами в Западном Приэльбрусье.

Полученные данные позволяют по-новому взглянуть на процессы зарождения магм в коллизионных обстановках. С одной стороны, в пределах нижней и средней коры коллизионных зон, благодаря метаморфическим преобразованиям и гранитизации, генерируются расплавы близкие к гранитной эвтектике. С другой стороны, в результате взрывов глубинных флюидов образуются импактные расплавы с широким спектром состава, в том числе и близкие к мономинеральным.

Согласно И.А. Гейману [1], при давлениях выше 10^5 кг/см², зафиксированных во время камуфлетных, в том числе ядерных взрывов в земной коре, в кристаллических горных породах изменяется структура, происходят полиморфные и фазовые превращения, а также частичное плавление. Работа взрыва имеет бризантный (измельчающий) характер, что приводит к разрушению среды. Она наиболее эффективна при наличии заметных дефектов в горных породах – пор, каверн, микро- и макротрещин. Отметим, что повышенная трещиноватость горных пород как раз характерна для зон разрывных нарушений, т.е. бризантный фронт камуфлетных глубинных взрывов флюидов будет направлен по ним к поверхности, в сторону уменьшающегося литостатического давления.

Дробление пород субстрата способствует интенсивному плавлению и образованию магм более однородного состава, что и наблюдается в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе при переходе от флюидолитов к флюидолитолам и пемзам. Первые порции извержений представляли собой жидко-газово-твердые взвеси, в которых собственно магматический материал составлял всего лишь несколько процентов, и по сути это не магматические породы. Эти взвеси благодаря высокой флюидонасыщенности истекали из центра извержения с большой скоростью и заполняли пониженные участки рельефа, в данном случае молодую троговую долину р. Битюк-Тюбе. В дальнейшем, при прогрессирующем плавлении субстрата, количество газово-твердой составляющей в продуктах извержения понижается, а доля расплава, напротив, постепенно увеличивается, увеличивается их вязкость, а скорость течения замедляется. Наконец, извержения завершаются наиболее вязкими магматическими расплавами, образующими пемзы, которые фактически остаются на месте извержения, так как не способны к течению.

Таким образом, глубинные взрывы флюидов инициируют, с одной стороны, плавление субстрата, а с другой – подготавливают и разрабатывают каналы, по которым впоследствии извергается магматический материал.

Сказанное выше относится не только к самостоятельным центрам извержения Западного Приэльбрусья, а имеет более широкое значение для коллизионной зоны Кавказа в целом. Флюидоэксплозивные образования выявлены нами ранее в Северном Приэльбрусье [4], в Дарьяльском ущелье долины р. Терек [2, 5], установлены также в ассоциации с малыми интрузиями в районе Кавказских Минеральных Вод (горы Бык, Шелудивая).

Эндогенный импактогенез, по-видимому, проявлялся значительно шире, чем это принято считать в настоящее время, и предшествовал не только проявлению основного, ультраосновного и щелочного магматизма, как было показано А.А. Маракушевым с соавторами [6], но играл также ведущую роль в зарождении кислых магм в пределах земной коры коллизионных областей.

Перечень использованных источников:

1. Гейман Л.М., (1978). Взрыв: история, практика, перспективы. М., Наука, 183.
2. Geyman L.M., (1978). Explosion: history, practice, prospects [Vzryv: istoriya, praktika, perspektivy]. Nauka Publishing, Moscow, 183 (In Russian).
3. Короновский Н.В., (1968). Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус. Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 346.
4. Koronovskiy N.V., (1968). Geological structure and history of Volcano Elbrus. Elbrus glaciation [Geologicheskoye stroeniye i istoriya razvitiya vulkana Elbrus. Oledeniye Elbrusa]. MGU Publishing, Moscow, 346 (In Russian).

3. Короновский Н.В., Демина Л.И., (1996). Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса. Доклады РАН, 350, 4, 519–522.
Koronovskiy N.V., Demina L.I., (1996). Model of collision volcanism of Caucasus segment of the Alpine belt [Model' kollizionnogo vulkanizma Kavkazskogo segmenta Al'piyskogo poyasa]. Dokl. RAN – Reports RAS, 350, 4, 519–522 (In Russian).
4. Короновский Н.В., Демина Л.И., Мышенкова М.С., (2011). Флюидолиты Северного Приэльбрусья. Вестник Московского ун-та. Геология, 1, 8–14.
Koronovskiy N.V., Demina L.I., Myshenkova M.S., (2011). Flyuidolites of North Elbrus [Flyuidolity Severnogo Priel'brus'ya]. Vestn. Mosk. un-ta. Geologiya. – Bulletin of Moscow University. Geology, 1, 8–14 (In Russian).
5. Короновский Н.В., Милановский Е.Е., (1961). Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека (Центральный Кавказ). Докл. АН СССР, 142, 3, 690–691.
Koronovskiy N.V., Milanovskiy Ye.Ye., (1961). Upper Quaternary explosive centers in Darialy Terek canyon (Central Caucasus) [Verkhnechetvertichnyye eksplozivnyye tsentry v Dar'yal'skom ushchel'ye Tereka (Tsentral'nyy Kavkaz)]. Doklady AN SSSR. – Reports of the Academy of Sciences of the USSR, 142, 3, 690–691 (In Russian).
6. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Д. и др., (1993). Импактогенез и вулканизм. Петрология, 1, 6, 571–595.
Marakushev A.A., Bogatyrev O.S., Fenogenov A.D. et al., (1993). Impaktogenesis and volcanism [Impaktogenez i vulkanizm]. Petrologiya – Petrology, 1, 6, 571–595 (In Russian).

7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, (2008). СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 200.
- Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact units / Ed. O.A. Bogatikova, O.V. Petrova, (2008) [Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya / Pod red. O.A. Bogatikova, O.V. Petrova]]. Izdatel'stvo rossiyskogo geologicheskogo instituta – Russian Geological Institute Publishing, 200 (In Russian).
8. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др., (2005). О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене. Физика Земли, 3, 33–46.
Rogozhin Ye.A., Gurbanov A.G., Marakhanov A.V. et al., (2005). On the relation between the manifestations of volcanism and earthquakes in the North Caucasus in the Holocene [O sootnoshenii proyavleniy vulkanizma i zemletryaseniy na Severnom Kavkaze v golotsene]. Fizika Zemli – Physics of the Earth, 3, 33–46 (In Russian).
9. Фельдман В.И., (1990). Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 299.
Fel'dman V.I., (1990). Petrology of impactites [Petrologiya impaktitov]. MGU Publishing, Moscow, 299 (In Russian).

Надійшла до редколегії 01.07.14

L. Demina, Cand. Sci. (Geol.-Min.), Leading Researcher
E-mail: lidem06@rambler.ru;
M. Promyslova, Cand. Sci. (Geol.-Min.), Leading Researcher;
M. Myshenkova, Undergraduate
E-mail: Zf12@rambler.ru;
N. Koronovsky, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.
Head of Department of Dynamic Geology
E-mail: koronovsky@rambler.ru
Lomonosov Moscow State University
COM-1, Leninsky Gory Str., Moscow, 119991, RF

PRODUCTS OF WESTERN FORE-ELBRUS AUTONOMOUS ERUPTIONS: TRACES OF IMPACT GENESIS

Impactites are deep conversions of rocks under the effect of shock waves. Abyssal impact genesis is caused by deep explosions of condensed fluids. Fluidolites are characterized by specific structures and textures, mineral and chemical composition, and geological structure of bodies, which distinguishes them from similar sedimentary and tuff rocks. The products of autonomous eruption foci in Western Elbrus reveal 6 different volcanic glasses, including those close to plagioclase and quartz. Such melts are products of endogenic impact genesis. In studying hypersthene, biotite, plagioclase of volcanites, there can be noticed a fundamental difference in their origin. Various genetic features of impactites are related to magmatism, deformation, and metamorphism. We propose an evolutionary model of the Neogene-Quaternary magmatism in the Caucasian sector of the Alpine orogen, with deep oxidation of transmagmatic fluids and endogenic impact-genesis being predominant. Oxidation of the main fluid components (H₂, CH₄, CO) occurs against significantly high heat flow and explosivity.

Fluids concentration and their migration paths are closely linked to weakened areas of faulting in the crust. Crushing the substrate accelerates melting and promotes formation of chemically homogeneous magma. This is observed in the products of Bitiuk-Tube eruptions in the zone transitional from fluidolites to fluidolite-lavas and pumices. Abyssal explosions of fluids initiate both melting of the substrate and development of the channels through which magma intrudes.

The first portions of eruptions are liquid-gas-solid slurry, extrinsic to form magma rocks, for magmatic material proper makes a small percentage. Subsequently, as the substrate melts down the share of gas-solid component in the eruption products decreases (as does magma flow velocity), while the share of melt and magma viscosity increase. Finally, the eruption is completed with magma melts, too sluggish to flow but viscous enough to form pumice.

Endogenic impact genesis is likely to have occurred much wider than it is commonly believed. It both preceded ultrabasic and alkaline magmatism and played a leading role in the origin of acid magmas within collision areas in Earth's crust.

Key words: fluidolites, deep fluids explosions, volcanism, impact genesis, Fore-Elbrus.

Л. Дьомина, канд. геол.-мін. наук, провід. наук. співроб.,
E-mail: lidem06@rambler.ru,
М. Промислова, канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співроб.,
М. Мишенкова, магістр.,
E-mail: Zf12@rambler.ru,
М. Короновський, д-р. геол.-мін. наук, проф., зав. каф. динаміч. геол.,
E-mail: koronovsky@rambler.ru,
Московський державний університет імені М.В. Ломоносова,
ГСП-1, Ленінські гори, б. 1, м. Москва, 119991, РФ

ОЗНАКИ ИМПАКТОГЕНЕЗУ В ПРОДУКТАХ САМОСТІЙНИХ ЦЕНТРІВ ВИВЕРЖЕННЯ ЗАХІДНОГО ПРИЕЛЬБРУССЯ

До імпактогенезу відносять перетворення гірських порід під впливом ударних хвиль. Глибинний тип імпактогенезу обумовлений глибинними вибухами ущільнених флюїдів. Флюїдоліти характеризуються специфічними структурами і текстурами, мінеральним і хімічним складом, геологічною будовою тіл, що дозволяє відрізнити їх від подібних осадових і туфогенних порід. У продуктах самостійних центрів виверження Західного Приельбрусья описано шість видів вулканічного скла, що різняться за складом, у тому числі, близьких до плагіоклазових і кварцових. Такий набір вихідних розплавів є наслідком ендегенного імпактогенезу. При вивченні гіперстенів, біотитів, плагіоклазів вулканітів встановлений різко відмінний їхній генезис, що має як зв'язок із магматизмом, так і ряд ознак, які вказують на їхню ксеногенну природу, а також численні риси деформацій і метаморфічних змін.

Запропоновано модель еволюції неоген-четвертинного магматизму кавказького сектору Альпійського складчастого пояса з провідною роллю окислення гірських трансмагматичних флюїдів, з відповідним місцем процесів ендегенного імпактогенезу. Окислення основних компонентів флюїду (H₂, CH₄, CO) відбувається зі значним виділенням тепла, а самі реакції носять вибуховий характер. Концентрація флюїдів та шляхи їх міграції пов'язані з ослабленими зонами розривних порушень у земній корі. Дроблення порід субстрату сприяло інтенсивному плавленню і утворенню одноріднішої за складом магми, що й спостерігається в продуктах виверження центру Битюк-Тюбе при переході від флюїдолітів до флюїдолітолав і пемзи. Глибинні вибухи флюїдів ініціюють, з одного боку, плавлення субстрату, а з іншого – готують і розробляють канали, по яких згодом інтродується магматичний матеріал.

Перші порції вивержень представляли собою рідко-газово-тверду суспензію, в якій власне магматичний матеріал становив всього лише кілька відсотків, з якої магматичні породи не утворювалися. Надалі, при прогресуючому плавленні субстрату, кількість газозово-твердої складової в продуктах виверження знижується, а частка розплаву, навпаки, поступово збільшується; збільшується в'язкість, а швидкість течії сповільнюється. Нарешті, фінішні виверження представлені найбільш в'язкими магматическими розплавами, з яких утворюються пемзи. Вони фактично залишаються на місці виверження, оскільки не здатні до течії.

Ендегенний імпактогенез, мабуть, проявляється значно ширше, ніж це прийнято вважати в даний час, і передував не тільки прояву основного, ультраосновного і лужного магматизму, але відігравав також провідну роль у зародженні кислих магм в межах земної кори колізійних областей.

Ключові слова: флюїдоліти, глибинні вибухи флюїдів, вулканізм, імпактогенез, Приельбрусья.