

Приповерхностные магматические камеры «спящего» вулкана Эльбрус (Россия): новый вид дегазации расплава, ее геохимические особенности и рудная минерализация

А.Г. Гурбанов¹, О.А. Богатиков², Б.С. Карамурзов³, Л.Е. Цуканова⁴, А.Б. Лексин⁵, В.М. Газеев⁶, А.В. Мохов⁷,
Т.А. Горностаева⁸, С.А. Горбачева⁹, А.В. Жариков¹⁰, В.М. Шмонов¹¹

В приповерхностных магматических камерах «спящего» вулкана Эльбрус, кроме традиционных видов дегазации расплава (через фумарольную активность, паразитические кратеры и зоны разломов), выявлен необычный вид, при котором она происходит через поры и микротрещины в породах, перекрывающих магматические камеры. Его наличие доказано данными о плотности, пористости и проницаемости вулканических пород и образованием над камерами аэрозольных «облаков» и потоков водорода. Оценены скорости прохождения газов (H_2O , H_2 , O_2 , He, Ar, Cl_2 , F_2 , H_2S , CO_2) через гнейсы и вулканические породы. Проекция магматических камер на земную поверхность показаны в виде устойчивых тепловых аномалий, выявленных при специальной обработке данных ночного теплового зондирования со спутников NOAA [6]. Под аномалиями, по данным магнитотеллурического зондирования [9] и гравиметрических исследований (данные А.В. Копаева, ГАИШ МГУ), выявлены эндогенные источники тепла, в виде магматических камер. Глубины залегания их кровель варьируют от 2 до 4 км, а подошв – 10–12 км. Над тепловыми аномалиями периодически возникают «столбы» с ярко белым свечением, а по данным ночной лидарной и водородной съемок [1, 2] установлены аэрозольные «облака» и потоки водорода. В контурах тепловых аномалий периодически фиксируются выбросы пара, происходит интенсивное таяние снежно-ледового покрова и ощущается запах сероводорода. Изучены геохимические особенности различных видов дегазации и оценены масштабы переноса газами микроэлементов и вещества. Установлено, что дегазация расплава сопровождалась переносом газами ряда микроэлементов (Li, B, Si, P, S, Ca, Zn, Pb, Mo, Ba, W, Hg, Ag, U, Th, I) в тонкодисперсном (первые мкм) состоянии, при активном участии F и Cl. При электронно-микроскопическом изучении сухого остатка проб снега впервые в Приэльбрусье установлены: самородная платина, барит, галит, сильвин, опал, синджарит, циркон, халькопирит, полевые шпаты, хлормайнит, гипс, сванбергит, Cl-органика и др. Присутствие самородной платины косвенно свидетельствует об участии мантийного вещества в формировании исходного для Эльбруса расплава. Выявлен новый для Кавказа тип «невидимой» рудной минерализации, генетически связанный с дегазацией обогащенного рудными элементами расплава, и высказано предположение о возможности его обнаружения в палео- и современных вулканически активных областях

¹Гурбанов А.Г. – к.г.-м.н. ведущий научный сотрудник Учреждения Российской Академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН, 109017 Москва, пер. Старомонетный, 35),

²Богатиков О. А. – академик РАН, зав. лаб. петрографии ИГЕМ РАН, член Президиума РАН,

³Карамурзов Б.С. – д. ф.-м.н., ректор Кабардино-Балкарского государственного университета им. Х.М. Бербекова, КБР, г. Нальчик,

⁴Цуканова Л.Е. – н.с. Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону,

⁵Лексин А.Б. – н.с. ИГЕМ РАН,

⁶Газеев В.М. – к.г.-м.н., н.с. ИГЕМ РАН,

⁷Мохов А.В. – к.г.-м.н., зав. лаб. кристаллохимии ИГЕМ РАН,

⁸Горностаева Т.А. – к.т.н., сотр. ИГЕМ РАН,

⁹Горбачева С.А. – ведущий инженер ИГЕМ РАН,

¹⁰Жариков А.В. – к.г.-м.н., ст. н.с. Института экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,

¹¹Шмонов В.М. – д.г.-м.н., вед. н.с. Института экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка.

Впервые для Приэльбрусья, в приповерхностных камерах «спящего» вулкана Эльбрус, кроме традиционных (фумарольная активность, через паразитические кратеры и зоны активных разломов) видов дегазации газонасыщенного расплава [11], выявлен необычный вид, с дегазацией через поры и микротрещины в породах, перекрывающих магматические камеры. Над двумя магматическими камерами нами, туристами и сотрудниками МЧС Кабардино-Балкарской республики, в декабре 2006–2007 гг. наблюдались ярко-белые «столбы» свечения, высотой до 100–150 м. Появились они в солнечную погоду и были видны в течение 2 часов над тепловой аномалией 2А и около 40 минут над тепловой аномалией 1А (рис. 1), рас-



Рис. 1. Столб свечения над тепловой аномалией 2А, ледник Малый Азау, напротив станции канатной дороги «Мир». Фото Л.Е. Цукановой

положенной в 350 м ниже восточного вершинного кратера Эльбруса – в районе бокки. Для расшифровки этого явления нами были начаты комплексные исследования магматических камер и, по возможности, связанных с их эволюцией процессов. Проекция магматических камер на земную поверхность построены в результате обработки данных ночного теплового зондирования с американской системы спутников NOAA [6], в виде устойчивых, в течение последних 10 лет, тепловых аномалий (рис. 2). Наличие под ними эндогенных источников тепла (магматических камер с расплавом) доказано (рис. 3) результатами магнитотеллурического зондирования [9, 3] и гравиметрических исследований по профилям (негативные аномалии силы тяжести в 10–15 Мгал, по А.В. Копаеву, ГАИШ МГУ). При интерпретации результатов магнитотеллурического метода зондирования земли учитывалось, что магматический расплав характеризуется сопротивлениями (в нашем случае 15–40 Ом), которые обычно на 2 порядка ниже, чем сопротивление окружающих его кристаллических пород фундамента (в нашем случае 2500–8000 Ом). На рис. 3 изолиниями показаны контуры периферической магматической камеры и питающего ее глубинного магматического очага, расположенных среди пород фундамента. Глубины залегания кровель камер варьируют от 2 до 4 км, а подошв – 8–10 км. Температура находящегося в них расплава оценена в 1100–1170°С [20, 12]. Над тепловыми аномалиями, по данным ночной лидарной и водородной съемок [1, 2], выявлены аэрозольные «облака» и потоки водорода, т.е. происходит явная дегазация расплава, находящегося в камерах, а внутри контуров аномалий периоди-

чески фиксируются выбросы пара, происходит интенсивное таяние снежно-ледового покрова и ощущается запах сероводорода.

Результаты водородной съемки наиболее эффективно можно продемонстрировать в районе выхода «столба» ярко-белого свечения, появляющегося между станциями канатной дороги «Кругозор» и «Мир». Отчетливо выраженный на рис. 4 пик концентрации водорода в атмосфере расположен точно над местом выхода «столба» свечения и находится над магматической камерой и зоной современного разлома, где сформировалась область повышенной проницаемости. Вполне естественно, что из магматической камеры с газонасыщенным расплавом, находящимся под большим давлением [11], и происходит быстрая разгрузка избыточного давления по зоне повышенной проницаемости (микротрещиноватости). В результате образуется аэрозольный «столб» высотой до 150 м, а находящиеся в нем частицы при взаимодействии с ультрафиолетовым излучением вызвали ярко-белое свечение.

Из паразитического кратера (бокки), расположенного на 350 м ниже восточного вершинного кратера Эльбруса, по нашим наблюдениям, регулярно выделяются облака пара. В.А. Алексеевым [1, 2] в районе бокки, по данным ночной водородной съемки, установлена положительная аномалия водорода, а по результатам интерпретации геолоидарной съемки в леднике идентифицированы четыре фумарольных канала (рис. 5). На этом рисунке отчетливо выражены: граница (3) между кровлей голоценового лавового потока и ледником, при толщине льда от 15 и до 40 м; столбообразные фумарольные каналы во льду (2), образовавшиеся при подъеме пара и газа из

магматической камеры при дегазации расплава. В 2007–2008 гг. эти фумаролы еще не вышли на дневную поверхность. Появление таких каналов в массивном льду и наличие водородной аномалии можно рассматривать как свидетельство поступления в камеру из глубинного очага новых порций расплава и активизации вулканических процессов на «спящем» вулкане Эльбрус.

Для выяснения принципиальной возможности дегазации расплава через поры и зоны микротрещиноватости в породах были изучены плотность (ρ , г/см³), пористость (O , %) и проницаемость (K , м²) различных вулканических пород, залегающих над камерами. Результаты приведены в таблице 1.

Плотность и пористость образцов определялись традиционным методом гидростатического взвешивания, проницаемость – нестационар-

ным методом, модифицированным с учетом изменения термодинамических свойств фильтрующегося газа [10].

Установлено, что плотность массивных лав больше, чем пирокластических пород, а пористость и проницаемость, напротив, меньше. В пределах каждой из этих групп пород плотность и пористость изменяются незначительно (плотность до 1,3 раза, пористость до 4,7 раза), а изменения проницаемости более существенны: до 5 порядков в массивных лавах и до 3 – в пирокластических породах.

Среди массивных лав очень низкие значения пористости и проницаемости установлены у докальдерных трахиандезитов и низкие значения проницаемости, при высокой пористости – у андезибазальтов. Этим они резко отличаются от

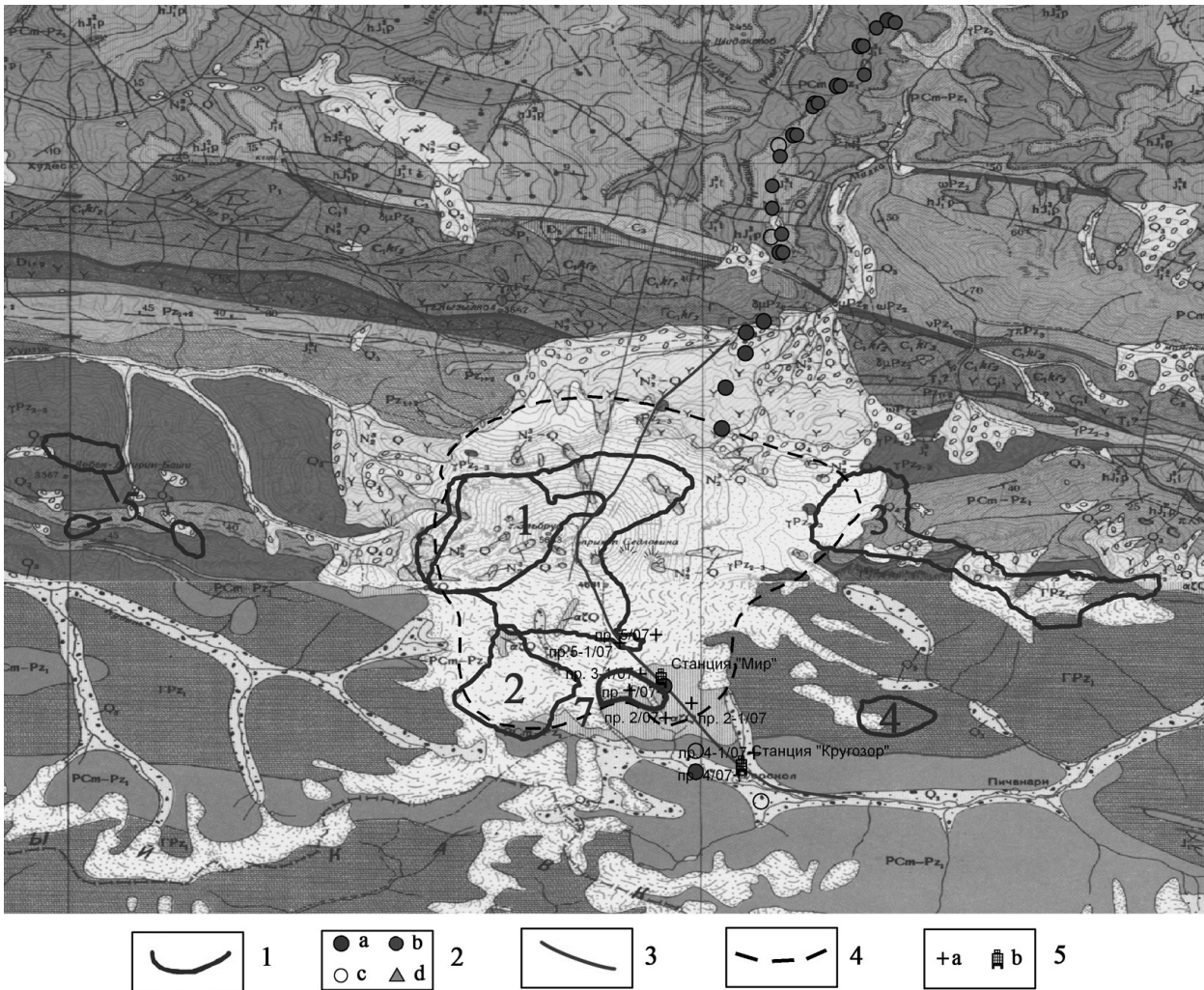


Рис. 2. Карта тепловых аномалий (август 1997 - 2007 гг.) с учетом результатов геологических и геофизических исследований. Условные обозначения: 1 – тепловая аномалия и ее номер; 2 – линия аудиомагнитотеллурического и магнитного профилей; 3 – границы кальдеры достоверные; 4 – границы кальдеры предполагаемые; 5 – фумаролы и места отбора проб снега для геохимических и минералогических исследований и их номера.

Составлена А.Г. Гурбановым и О.В. Ляшенко

пород кальдерной и посткальдерной стадий развития Эльбурского вулканического центра (ЭВЦ) [14]. Сделан вывод о том, что проницаемость пород докальдерной стадии формирования ЭВЦ значительно (на несколько порядков) меньше, чем у пород более поздних стадий. Пористость дацитов изменяется в 4,6 раза (2,3–10,80%), а проницаемость – в 76 раз (1,239E-17–2,884E-16 м²). Значения величин этих параметров разбросаны относительно равномерно в интервале от минимального до максимального. Поэтому приводить их средние значения и дисперсии было некорректно. Те же закономерности поведения пористости и проницаемости (изменения пористости в несколько раз, проницаемости – на несколько порядков, а значения параметров разбросаны по всему интервалу) отмечаются у пирокластических пород. Среди них своей аномально низкой проницаемостью выделяются игнимбриты (обр. 635), а низкой пористостью – обр. 33–2/99. Отметим, что если даже исключить эти образцы из выборки, то общая картина не изменится.

Между плотностью и пористостью, как в пределах всей выборки, так и в пределах каждой из групп пород, имеется устойчивая обратная корреляция (величина коэффициента корреляции – 0,90 для 16 пар значений, что согласно t-критерия Стьюдента соответствует уровню значимости 0,0002%) (рис. 6), а корреляция между пористостью и проницаемостью отсутствует. Это свидетельствует о том, что, несмотря на высокие значения пористости, крупные изометричной формы поры, наблюдающиеся в образцах некоторых дацитовых лавовых потоков, на проницаемость массивных лав сильно не влияют, так как она определяется не порами, а микротрещинами. Проницаемость же пирокластических пород определяется порами и трещинами. Причины такого поведения пористости и проницаемости, очевидно, зависят от особенностей текстур и микроструктур пород.

Результаты петрофизических исследований были использованы для оценки скоростей фильтрации индивидуальных газов: He, Ar, Cl₂, F₂, H₂S, CO₂, H₂, O₂, H₂O. При расчетах были использованы следующие допущения:

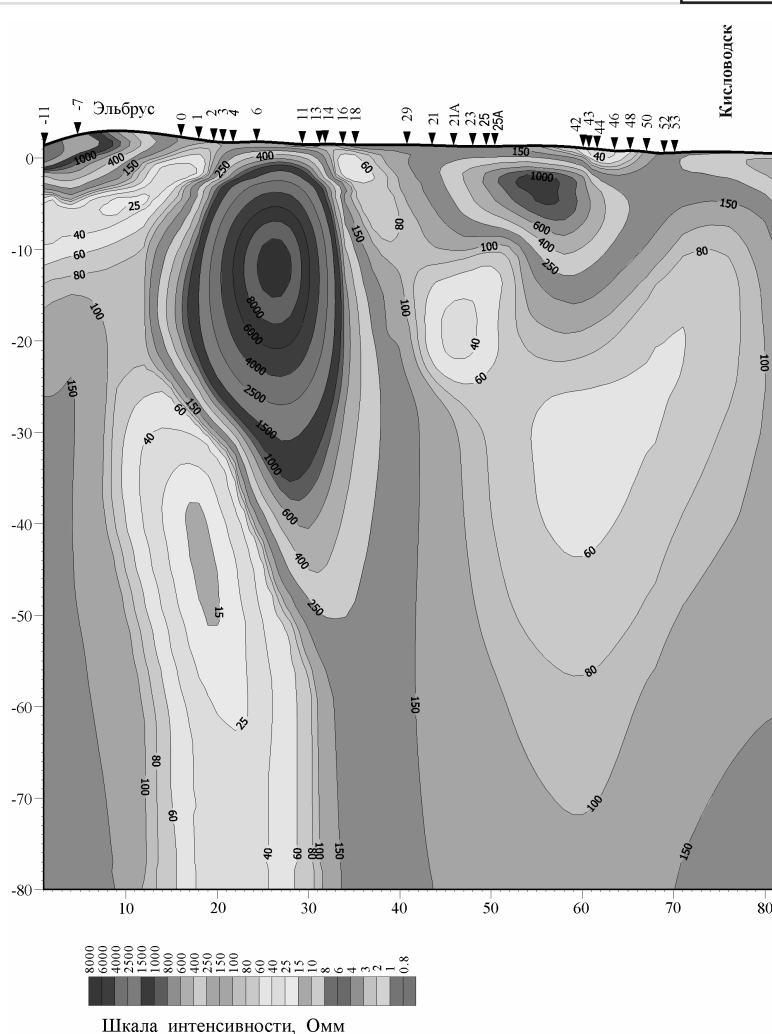


Рис. 3. Положение близповерхностной магматической камеры и питающего ее глубинного очага (сопротивления расплава 15–40 Ом м) по данным аудиоманнитотеллурического зондирования [9, 3]. Горизонтальная ось – расстояние по профилю в км, вертикальная ось – глубина в км. Слева на разрезе – юг, справа – север. На рисунке нанесены изолинии равных сопротивлений.

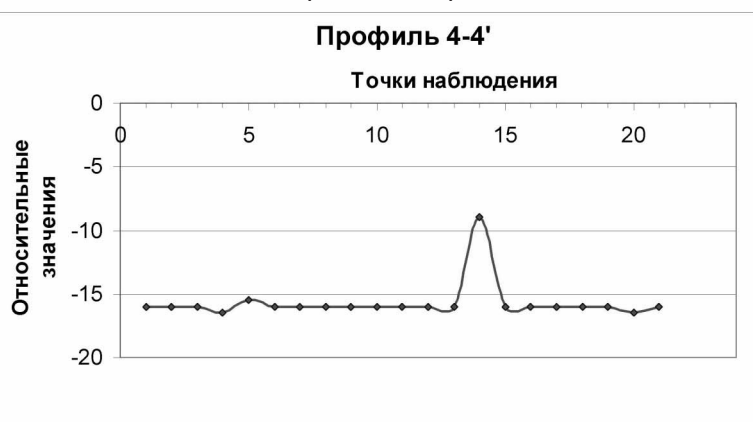


Рис. 4. Профиль со значениями концентраций водорода [1] между станциями канатной дороги «Кругозор» и «Мир», в сторону ледника Малый Азау

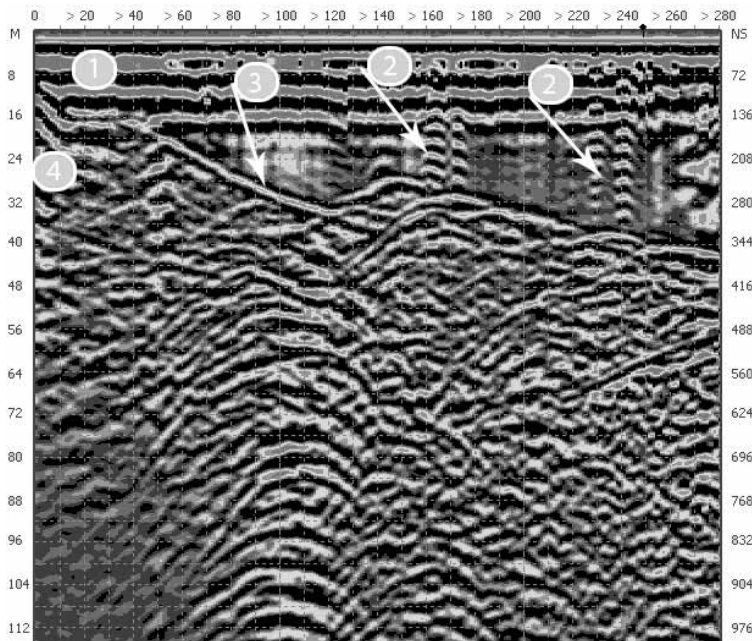


Рис 5. Геолитарный разрез, выполненный по профилю 6 между вехами 7 и 8.

Условные обозначения: 1 – лед с горизонтально-слоистой структурой (глубина 0–16м); 2 – зоны пустот или разуплотнений льда с горизонтальными размерами до 10 метров (еще не вышедшие на поверхность каналы фумарол; 3 – граница кровли лавового потока с ледником, она же – плоскость скольжения ледника; 4 – зона значительных вертикальных деформаций массива льда

Фiltrация в вертикальном направлении, подчиняющаяся закону Дарси [16], происходит через поровое пространство нескольких горизонтальных слоев изотропных пород, значения проницаемости и мощности которых приведены в табл. 2. Для вычислений использованы осредненные значения проницаемости пород Эльбрусского вулканического центра (табл. 1), а также результаты определений проницаемости гранитов и гнейсов при высоких РТ-параметрах [21]. Флюидное давление равно литостатическому и изменяется по гидростатическому закону от 0,1 МПа на поверхности до 99,7 МПа на глубине 4000 м [12].

Таким образом, средний градиент давления составляет 0,02 МПа/м. Вязкости индивидуальных газов при соответствующих РТ-параметрах взяты из [19]. Из приведенных в таблице 2 результатов вычислений видно, что основным параметром, определяющим величины скоростей фильтрации, является проницаемость пород. Значения проницаемости пород, слагающих вулканическую постройку Эльбруса, достаточно высокие, поэтому в рассматриваемом разрезе пре-

Таблица 1

Плотность, пористость и проницаемость образцов основных типов пород Эльбрусского вулканического центра

Номер образца	Порода	Место отбора	Плотность (г/см ³)	Пористость (%)	Проницаемость (м ²)
2/99	трахиандезит	р.Худес	2.66	0.82	3.74·10 ⁻²¹
50/8	андезибазалт	Тызыльская вулканическая постройка	2.48	8.39	1.65·10 ⁻¹⁸
22/4	дацит	Уллукам	2.51	2.30	4.92·10 ⁻¹⁷
31/57	дацит	Голоценовый поток в 200 м выше станции «Мир»	2.40	2.63	9.50·10 ⁻¹⁷
66/1-6	дацит	Сылтранская вулканическая постройка	2.38	3.63	2.88·10 ⁻¹⁶
197	дацит	-	2.60	5.30	2.30·10 ⁻¹⁷
20/99	дацит	Большой Азау	2.40	6.79	1.77·10 ⁻¹⁶
54/99	субинтрузивный дацит	Сылтранская вулканическая постройка	2.10	10.40	2.63·10 ⁻¹⁷
22/3	дацит	Уллукам	2.24	10.80	1.24·10 ⁻¹⁷
33-2/99	туфобрекчия	Маркирующий уровень р. Бийтик – Азау	2.38	6.65	8.22·10 ⁻¹⁷
635	игнимбрит	Перевал Ирик-чат	2.23	11.00	6.24·10 ⁻¹⁹
646	эруптивная брекчия	Перевал Ирик-чат	2.36	15.20	1.48·10 ⁻¹⁷
20/97	туф риолитового состава	Левый исток р.Бийтик – Тебе	2.06	21.30	1.18·10 ⁻¹⁵
80к II *	игнимбрит	Чучхур	1.89	22.30	2.45·10 ⁻¹⁵
80к+*	игнимбрит	Чучхур	2.04	20.20	4.32·10 ⁻¹⁶
25/1	туфобрекчия	Уллукам	1.84	23.90	6.23·10 ⁻¹⁷

Примечание: II – фильтрация параллельно слоистости, + – перпендикулярно слоистости.

обладают скорости фильтрации около 10^{-5} см/с. В средней части разреза находится слой гнейсов, скорости в котором на два порядка меньше ($\sim 10^{-7}$ см/с), однако его мощность, очевидно, недостаточна, чтобы оказать существенное влияние на средние скорости фильтрации в разрезе, которые составляют $\sim 10^{-5}$ см/с. Наибольшие значения скоростей фильтрации отмечаются у H_2 , CO_2 , H_2O , а у Ar , F_2 – в два раза меньше. Следует отметить, что значения $\sim 10^{-5}$ см/с характеризуют очень высокие фоновые скорости. Например, результаты компьютерного моделирования формирования рудообразующих систем, контролируемых глубоко проникающим и высокопроницаемым разломом, в [16] показали, что для образования золоторудных месторождений достаточными могут быть фоновые скорости фильтрации рудоносных флюидов порядка $5 \cdot 10^{-8}$ см/с. Этими данными полностью доказывается реальность процесса дегазации расплава, находящегося в приповерхностных магматических камерах ЭВЦ, через поры и микротрещиноватость вышележащих вулканических пород и древних гнейсов.

В связи с вышеизложенным отметим, что образцы для изучения петрофизических свойств вулканических пород специально отбирались вдали от зон активных и кальдерообразующих разломов (т.е. зон повышенной проницаемости). Поэтому рассчитанные для них скорости прохождения газов (He , Ar , Cl_2 , F_2 , H_2S , CO_2 , O_2 , H_2 , H_2O), а следовательно, и дегазация будут значительно ниже, чем в зонах повышенной проницаемости. Этим, скорее всего, и объясняется появление «столбов» ярко-белого свечения высотой до 150 м и аномалий во-

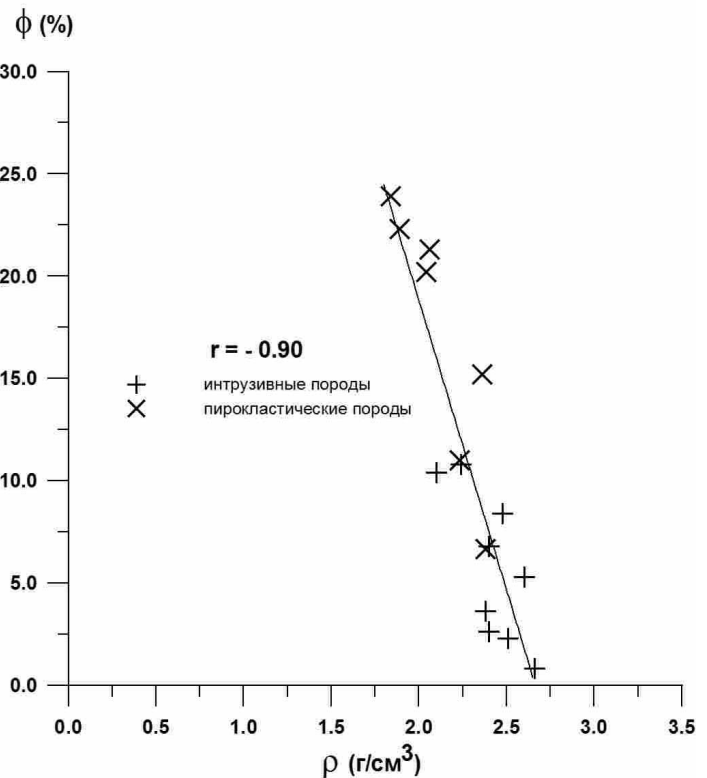


Рис. 6. Зависимость пористости от плотности (а) образцов основных типов пород Эльбрусского вулканического центра

дорода над зонами активных разломов.

Опыт изучения вещественного состава аэрозольных облаков, появляющихся на действующих вулканах во время их активности и над зонами активных разломов [1;2], показал, что тонкодисперсное вещество оседает и накапливается лучше всего в снежном покрове, лежащем в непос-

Таблица 2

Скорости фильтрации индивидуальных газов в основных типах пород разреза Эльбрусского вулканического центра

Породы по разрезу	Мощность м	Р _{фл} МПа	Т °С	к м ²	Скорость фильтрации (см/с)								
					He	Ar	Cl ₂	F ₂	H ₂ S	CO ₂	H ₂	O ₂	H ₂ O
туф, туфобрекчия, эруптивная брекчия	150	1.97	21	$3.36 \cdot 10^{-16}$	$3.37 \cdot 10^{-05}$	$2.96 \cdot 10^{-05}$	$7.35 \cdot 10^{-05}$	$2.85 \cdot 10^{-05}$	$5.33 \cdot 10^{-05}$	$6.72 \cdot 10^{-05}$	$7.51 \cdot 10^{-05}$	$3.24 \cdot 10^{-05}$	$7.36 \cdot 10^{-05}$
дациты	1250	19.40	213	$9.58 \cdot 10^{-17}$	$6.77 \cdot 10^{-06}$	$5.10 \cdot 10^{-06}$	$1.30 \cdot 10^{-05}$	$5.51 \cdot 10^{-06}$	$9.21 \cdot 10^{-06}$	$8.98 \cdot 10^{-06}$	$1.51 \cdot 10^{-05}$	$5.84 \cdot 10^{-06}$	$1.11 \cdot 10^{-05}$
игнимбриты	100	36.21	399	$9.61 \cdot 10^{-16}$	-	$4.34 \cdot 10^{-05}$	-	$4.38 \cdot 10^{-05}$	-	$7.48 \cdot 10^{-05}$	$1.28 \cdot 10^{-04}$	$4.66 \cdot 10^{-05}$	-
гнейсы	500	43.68	481	$6.50 \cdot 10^{-16}$	-	$2.44 \cdot 10^{-07}$	-	$2.64 \cdot 10^{-07}$	-	$4.59 \cdot 10^{-07}$	$7.90 \cdot 10^{-07}$	$2.97 \cdot 10^{-07}$	-
граниты	600	57.37	633	$5.00 \cdot 10^{-16}$	-	$1.77 \cdot 10^{-05}$	-	$1.81 \cdot 10^{-05}$	-	$3.66 \cdot 10^{-05}$	$5.41 \cdot 10^{-05}$	$2.03 \cdot 10^{-05}$	$2.79 \cdot 10^{-05}$
средняя скорость фильтрации (см/с)						$1.92 \cdot 10^{-05}$		$1.92 \cdot 10^{-05}$		$3.76 \cdot 10^{-05}$	$4.95 \cdot 10^{-05}$	$2.11 \cdot 10^{-05}$	$3.75 \cdot 10^{-05}$

редственной близости от мест дегазации. Поэтому для изучения геохимии процесса дегазации из шурфов, глубиной до 1,0 м, пройденных в снегу, брались пробы из одних и тех же суточных горизонтов. Пробы располагались (рис. 2): над магматическими камерами (в контурах тепловых аномалий); над зонами активных разломов; в местах появления «столбов» свечения; и в контуре новой fumarола. Для оценки масштабов переноса вещества и элементов в шурфах брались фоновые пробы из тех же горизонтов, что и основные пробы снега. Эти шурфы располагались на удалении 200–250 м с наветренной стороны от основных проб для исключения возможности «заноса» сюда ветром материала из аэрозольных «облаков». В таблице 3 приведены результаты анализов проб снега, выполненных в ИГЕМ РАН С.А. Горбачевой методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Plasma Quad PQ-2 фирмы VG Turbo Instrument, Англия. В пробах определялось содержание микроэлементов, а затем бралось отношение их содержаний в основных пробах снега к таковым в фоновых пробах. В результате чего был доказан перенос определенных элементов и оценен его масштаб.

Для изучения минеральных форм вещества, выносящегося при дегазации, в местах отбора основных геохимических проб были взяты крупные объемы снега, после таяния которого получилось до 1,0 литра воды в каждой пробе. Пробы отобраны в следующих местах: **50/07** – маленькая аномалия в районе станции «Мир» канатной дороги; **50-1/07** – северо-восточный край тепловой аномалии, в районе станции «Мир»; **50-2/07** (фоновая проба) – в 300 м севернее маленькой тепловой аномалии в районе станции «Мир»; **51/07** – в районе новой fumarола у станции «Кругозор»; **52/07** – юго-восточный край тепловой аномалии №1-А в правом борту ледника Гарабаши; **53/07** – в месте неоднократного появления «столба» ярко-белого свечения, напротив станции «Мир», над зоной активного разлома (резко повышенная проницаемость для флюидов); **54/07** – нижний, южный край тепловой аномалии № 1-А, в 400 м восточнее конечной станции «Бочки» кресельной дороги; **55/07** – южный край аномалии № 1-А в районе ледника Гарабаши.

В Центральной химической лаборатории ИГЕМ РАН эти пробы выпаривались при температуре 50°C, до получения сухого остатка. Эта твердая фракция изучалась методами аналитической ска-

Таблица 3

Результаты геохимического анализа проб снега

Элемент	Пред. обн. мкг/л	1/07	2/07	2-1/07	3/07	3-1/07	4/07	4-1/07	5/07	5-1/07
B	3.0	38.4	68.3	37.5	9.5	3.5	3.1	0	70.2	41.0
F	-	25349	35027	24939	3809	1498	5220	2760	12848	7320
S	-	3031	4465	3362	1004	878	2721	620	1860	450
Cl	-	29878	38956	11464	7620	5058	1084	710	9617	1059
Ca	300	2469	10865	863	2718	1511	701	373	4750	1170
Sc	0.1	4.4	6.7	3.7	1.4	0.6	1.3	0.6	2.6	1.0
V	-	6.6	12.9	4.4	3.0	1.0	0.9	0.4	3.2	2.3
Cr	0.5	4.8	6.8	2.9	1.5	0.3	1.4	0.8	2.8	1.2
Cu	1.3	7.7	50.1	4.9	2.6	1.3	1.6	0.8	281.0	84.0
Zn	5	73.3	137.1	41.0	24.6	14.4	90.6	0.2	6.6	0.7
As	0.5	1.8	2.5	1.1	1.9	0.6	0.8	0.5	1.0	0.5
Se	5	12.1	17.3	10.1	6.2	0	7.5	0	5.2	0
Sr	0.5	5.5	33.1	1.3	5.5	2.8	1.9	1.0	6.6	3.5
Mo	0.05	0.3	1.1	0.1	6.8	3.0	0.4	0.05	0.3	0.05
Ag	0.05	0.2	0.2	0.06	0	0	0	сл.	0	0
Sn	0.1	0.7	2.0	0.3	0	0	0	0	0.2	0
I	0.1	8.4	15.8	5.8	3.3	1.5	2.9	0.9	6.7	3.4
Ba	0.1	22.0	35.6	16.1	1.4	0	3.0	0.6	2.1	1.0
W	0.05	0.2	0.9	0.07	12.6	4.0	1.1	0.05	0.4	0.1
Pt	0.05	0.07	0.12	0.03	сл.	0	0	0	0	0
Hg	0.2	0.6	12.2	0.5	8.9	0.7	0.4	0.2	0.7	0.3
Pb	0.3	1.5	5.1	0.7	0.3	0	1.0	0	0.6	0.
Th	0.01	0.03	0.05	0.01	0.02	0	сл.	0	сл.	0
U	0.01	0.02	0.1	0.05	0.14	0.06	0.02	0.01	0.06	0.01

Примечание. Содержания микроэлементов приведены в мкг/л. Места отбора проб снега: 1/07 – над маленькой интенсивной тепловой аномалией 4, выявленной в районе станции канатной дороги «Мир»; 2/07 – в месте «столба» свечения, расположенного между станциями канатной дороги «Мир» и «Кругозор»; 2-1/07 – фоновая проба, расположенная в 250 и 350 м западнее мест отбора проб 1/07 и 2/07; 3/07 – новый «столб» свечения, расположенный напротив станции «Мир»; 3-1/07 – фоновая проба, отобранная в 250 м восточнее пробы 3/07; 4/07 – новая fumarола, появившаяся в марте 2007 г в 250 м ниже по склону от станции «Кругозор»; 4-1/07 – фоновая проба, отобрана в 250 м восточнее; 5/07 – зона повышенной трещиноватости над юго-восточным краем тепловой аномалии № 1-А (район ледника Гарабаши) в 700 м выше по склону от станции «Мир»; 5-1/07 – фоновая проба, отобрана в 300 м к востоку от аномалии.

нирующей электронной микроскопии с помощью микроскопа JSM 5610 LV (Япония), оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA 450 (Великобритания). Препараты готовились в виде спиртовых суспензий, нанесенных на двойной углеродный скотч, прикрепленный к алюминиевым электронно-микроскопическим столикам. Спирт использовался вместо воды для того, чтобы избежать переотложения легко растворимых в воде фаз. Количественный элементный анализ выполнялся в режиме нормировки к 100 %, так как препарат не мог быть отполирован. При расчете содержаний элементов для сростков и ассоциированных минеральных фаз учитывался состав матрицы и окружающих частиц. Результаты изучения представлены в *таблице 4*.

Все пробы в основном представлены хлоридами – галитом и сильвином, а также тесно ассоциированными с ними оксидом кремния, види-

мо опалом, и баритом. Последний представлен субмикронными сферическими частицами и более крупными, четко очерченными, кубической формы кристаллами и их агрегатами. Морфология и ассоциация барита с хлоридами указывает на их синтез из газовой фазы и галогеновый характер транспортировки. На это же указывают и другие диагностированные фазы: синдзарит, хлормайенит, акаганеит, самородная платина, Si-содержащая органика. Во влажной газовой среде, насыщенной сернистыми соединениями, могли образоваться сульфаты железа и меди, гипс и сванбергит. Частицы каолиновых фаз и полевых шпатов, скорее всего, были захвачены газовым потоком на пути к поверхности и интегрированы с другими минеральными фазами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные в *таблицах № 1* – петрофизические данные и *№ 2* – результаты вычислений вели-

Таблица 4

Обнаруженные в сухом остатке изученных проб минеральные фазы

Минеральная фаза	Проба №	Примечание
Галит NaCl	50/07, 50-1/07, 50-2/07, 51/07, 52/07, 53/07, 54/07, 55/07	Мелкообломочный, корки, переотложенные дендриты, коллоидные агрегаты в широком диапазоне размеров, в тесном сростании с сильвином. Ассоциируется со всеми другими минералами.
Сильвин KCl	50/07, 50-1/07, 50-2/07, 51/07, 52/07, 53/07, 54/07, 55/07	Мелкообломочный, корки, переотложенные дендриты, коллоидные агрегаты в широком диапазоне размеров, в тесном сростании с галитом. Ассоциируется со всеми другими минералами.
Опал	50/07, 50-1/07, 50-2/07, 51/07, 52/07, 53/07, 54/07, 55/07	Включения, обломки, сферы и их агрегаты, широкий диапазон размеров в ассоциации с галитом и сильвином. Ассоциируется со всеми другими минералами.
Барит Ba[SO ₄]	50/07, 50-1/07, 50-2/07, 51/07, 52/07, 53/07, 54/07, 55/07	Сферические и кубические частицы и их агрегаты от 0.2 до 100 мкм. Ассоциируется со всеми другими минералами
Синдзарит CaCl ₂	50/07, 50-1/07, 50-2/07, 51/07, 52/07, 53/07, 54/07, 55/07	Агрегаты частиц с признаками переотложения, размер до 5 мкм.
Pt самородная	50/07, 51/07	Частицы размером от 0.5 до 0.8 мкм. Всего найдено 5 частиц. Ассоциированы с хлоридами.
Циркон Zr[SiO ₄]	50/07	Ассоциирован с хлоридами. Неправильной формы зерна размером 1-3 мкм.
(IMA2002-034) CdSO ₄ ·4H ₂ O	50/07	Многочисленные частички размером до 0.5 мкм в виде включений в хлоридах.
Минеральная фаза группы каолинита (Al:Si – 1:1)	52/07	Неправильной формы частицы менее 1 мкм. Предположительно в небольших количествах присутствует и в других пробах.
Полевые шпаты разного состава	51/07, 54/07	Частицы размером 5-20 мкм обломочной формы.
Хлормайенит Ca ₁₂ Al ₁₄ [SiO ₄]O ₃₃ Cl ₂	51/07, 54/07	Обломки неправильной формы до 10 мкм.
Акаганеит FeO(OH,Cl)	50/07, 51/07, 55/07	Агрегаты неправильной формы размером до 200 мкм.
Халькопирит FeCuS ₂	53/07	Многочисленные включения в хлоридах размером до 5 мкм
Гипс CaSO ₄ ·2H ₂ O	50-1/07, 53/07, 54/07, 55/07	Частицы удлиненной формы размером до 5-7 мкм, зачастую образуют сростки.
FeO	50/07, 51/07, 55/07	Агрегаты менее 4 мкм. Сферы размером около 1 мкм.
FeSO ₄ ; CuSO ₄	50-1/07, 51/07	Агрегаты тонкодисперсных частиц с признаками переотложения.
Сванбергит SrAl ₃ [SO ₄][PO ₄](OH) ₆	54/07	Плоская частичка размером около 10 мкм.
Cl-органика	53/07	Сложно обнаруживаемая, возможно присутствует в других пробах.

Примечание: факт необнаружения минеральной фазы в какой-либо из проб не может служить доказательством ее отсутствия в ней.

чины скоростей фильтрации, убедительно показали, что по этим параметрам дегазация расплава, находящегося в приповерхностных магматических камерах, с выносом газами, проходящими через толщу вулканических пород, тонкодисперсных и наноразмерных частиц вполне реальна.

Во всех рассматриваемых ниже случаях повышенные (в разы) концентрации элементов определялись их отношением в основной пробе к таковым в фоновой пробе. Анализ геохимических данных (табл. 3) позволил выявить некоторые особенности дегазации.

Только в пробах снега, взятых из оснований «столбов» ярко-белого свечения, установлены резко повышенные концентрации (в разы) **Hg** – в 12–24; повышенные: **W** – в 3–12; **Mo** – в 2–12; **Cr** – в 4–5; слабо повышенные: **I, V, As, Ag, B, Pt, Sn, Ba, Pb, Th, U** – в 2–3 раза. Здесь же зафиксированы максимальные содержания (в разы): **Cl** – в 4–5; **F, S**, а также **P, Br** – в 2 раза. Такие высокие концентрации ртути были выявлены только в местах появления «столбов» ярко-белого свечения. Перенос в атмосферу рудных элементов происходил при активном участии летучих компонентов и при отсутствии циркуляции растворов.

В новой фумароле (проба № 4/07) выявлены резко повышенные (в разы) содержания:

Zn – в 390; **W** – в 20; **Mo** – в 10; повышенные: **Ba** – в 5; **S** – в 4; **Hg, I** – в 3; и слабо повышенные: **Ca, As, U, F, Cl, Se, Cu, V, Cr** – в 2 раза. Аномально высокое содержание цинка установлено только в этой фумароле.

В контуре тепловой аномалии 4 (проба № 1/07), где дегазация расплава из магматической камеры осуществлялась через поры и зоны микротрещиноватости в породах, выявлены повышенные (в разы) концентрации: **Sr** – в 4; **Cl, Ca, Mo, Ag, Th** – в 3; **Zn, Pb, W, Pt, Sn** – в 2 раза. Здесь перенос рудных элементов, при дегазации расплава, происходил при активном участии хлора. Важно отметить, что в лавовых потоках, обнажающихся в пределах этой аномалии, при геохимических исследованиях пород были установлены очень высокие содержания (в масс. %): **ZnO=0,2–0,3; PbO=0,3–1,1; Sb₂O₃=0,14–0,19; BaO=0,09–0,23; F=0,11–0,17; Cl=0,14–0,24**. В этих пробах, при электронно-микроскопических исследованиях, были диагностированы зерна (размер 8–12 мкм) самородных свинца и железа. Важно отметить, что в этих же породах при петрографических исследованиях не были установлены даже следы наложенных гидротермальных или метасоматических изменений, с которыми обычно связывают образование рудной минерализации. На продолжении этих же лавовых потоков к востоку, но уже за пределами контура тепловой аномалии 4, т.е. в стороне от магматической камеры, повышенные содержания **Zn, Pb,**

Sb, Ba, F и **Cl**, не были обнаружены. Таким образом, доказаны: «перенос» газами ряда рудных элементов, при участии **F** и **Cl**; и их отложение в порах породы, в межзерновом пространстве [17] или в микротрещинах пород. Следовательно, выявлен новый, пока еще мало изученный тип рудной минерализации. Он генетически связан с дегазацией расплава, изначально обогащенного рядом рудных элементов, и может быть обнаружен в палео- и современных вулканически активных областях. Ранее на Эльбрусском вулканическом центре была известна рудная минерализация только гидротермально-метасоматического генезиса, локализованная в выявленных Кюкюртлинской и Ирикской рудно-магматических системах [5]. Гидротермальные растворы, участвовавшие в метасоматических изменениях пород этих систем и сформировавшие как мощные зоны аргиллизации, вторичные кварциты, так и гейзериты, имели фторидный состав. Об этом свидетельствуют впервые обнаруженные в этих метасоматитах фторсодержащие минералы – жарчихит, ральстонит, б-ральстонит и флюорит. В кварцевых и карбонатных жилках отмечена вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита, галенита и редко сфалерита, молибденита, а в измененных породах установлены резко повышенные содержания **Ag, Mo, Zn, As, Sb, Se** и **Ba**.

В пробе снега 5/07, взятой в юго-восточной части тепловой аномалии 1-А, над зоной активного разлома, установлены резко повышенные концентрации (в разы): **Sn** – 17; и повышенные **Ga, Cu, U** – в 3–4; и слабо повышенные: **F, Cl, I, Ba, W** – в 2 раза.

В процессе этих исследований впервые для Кавказа и Приэльбрусья были диагностированы: самородная платина, галит, сильвин, опал, барит, синджарит, циркон, халькопирит, полевые шпаты, хлормайенит, гипс, сванбергит, Cl-органика и др. (табл. 4). Они выносятся с газами в атмосферу через поры в породах, при дегазации расплава, находящегося в камерах, и по зонам современных активных разломов. Обнаружение мельчайших зерен самородной платины имеет важное значение для выяснения генезиса лав Эльбруса. Известно, что самородная платина и ее минеральные формы присутствуют, в основном, в ультраосновных породах, имеющих мантийное происхождение. Следовательно, находки самородной платины подтверждают нашу точку зрения [Новейший и современный вулканизм..., 2005] об участии мантийного вещества (данные по изотопии стронция и неодима и величины изотопных отношений гелия в спонтанных газах термальных минеральных источников Приэльбрусья [13, 7]) в формировании исходного для Эльбруса расплава. Выявленные ультрадисперсные частицы барита морфологически очень похожи на аналогичные частицы этого минерала, вы-

явленного в фумаролах земных вулканов [22] и в лунном реголите [8]. Результаты этих исследований еще раз подтверждают высказанную выше точку зрения о существовании нового для Кавказа «невидимого» типа рудной минерализации, который может образовываться при транспортировке рудных элементов газами. Ниже приведены результаты электронно-микроскопических исследований выявленных минеральных фаз (рис. 7–13)

ВЫВОДЫ

1. Петрофизические свойства вулканических пород (табл. 1) свидетельствуют о том, что дегазация расплава, находящегося в магматических приповерхностных камерах, вполне может осуществляться через поры и микротрещины в перекрывающих их породах. Это подтверждается наличием над тепловыми аномалиями аэрозольных «облаков», зафиксированных в ночное время лидаром, потоков водорода [1, 2] и «столбов» ярко-белого свечения.

2. Доказано, что дегазация расплава из периферических магматических камер сопровождается переносом газами, при участии Cl и F, минеральных фаз в тонкодисперсном (первые микроны и возможно нанометры) состоянии и ряда элементов (Li, B, F, Si, P, S, Cl, Ca, Ag, Zn, Pb, Mo, Ba, W, Sn, U, Th). С помощью георадара, ниже восточного вершинного кратера Эльбруса (район бокки), выявлены четыре новых фумаролы, каналы которых, еще не вышли на земную поверхность [1, 2]. Все это свидетельствует об активном состоянии «спящего» вулкана Эльбрус.

3. Впервые для Приэльбрусья установлена возможность «переноса» газами из приповерхностного магматического очага, через поры и микротрещины в породах, минеральных фаз и ряда рудных элементов с участием F и Cl и их последующего отложения как в порах, кавернах пород, так и в межзерновом пространстве [17; 18] или в микротрещинах. Следовательно, выявлен новый тип «невидимой» рудной минерализации, генетически связанный с дегазацией обогащенного рудными элементами расплава. Такой тип тонкодисперсной (первые мкм и, возможно, нанометры) минерализации может быть обнаружен в палео- и современных вулканически активных областях. Поэтому, особое внимание при проведении планирующихся в 2009–11 гг. геологических исследований в Кельском и Джавском вулканических центрах (Южная Осетия), будет уделяться поиску этого нового, «невидимого», типа рудной минерализации. По имеющимся у нас данным, перспективы обнаружения такой минерализации достаточно велики.

4. Электронно-микроскопические исследования сухого остатка проб снега, отобранных над магматическими камерами и зонами глубинных разломов (в контурах тепловых аномалий), выявили наличие самородной платины, барита, гали-

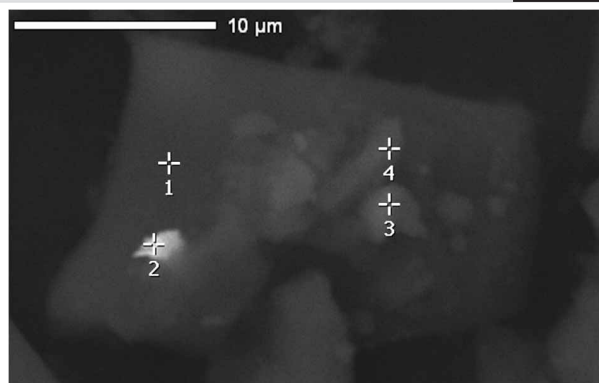


Рис. 7. Проба № 50/07 Частица самородной платины (точка 2) на агрегате хлоридов и опалов. Отраженные электроны

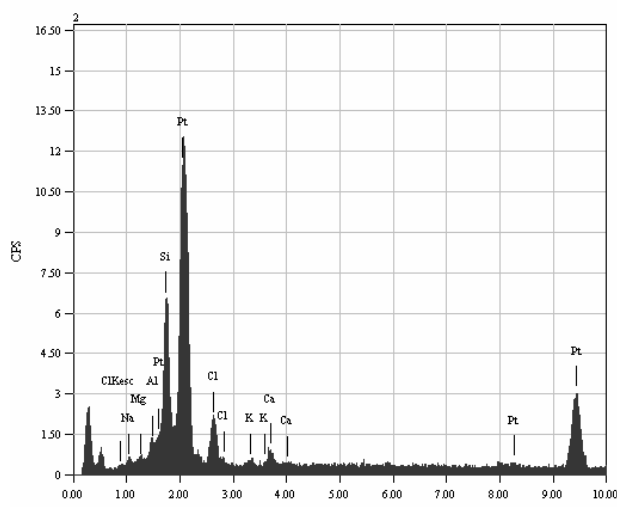


Рис. 8-а. Энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 2 рис. 7 (Проба № 50/07). Зафиксированы пики элементов хлоридов, кремния, кислорода и платины

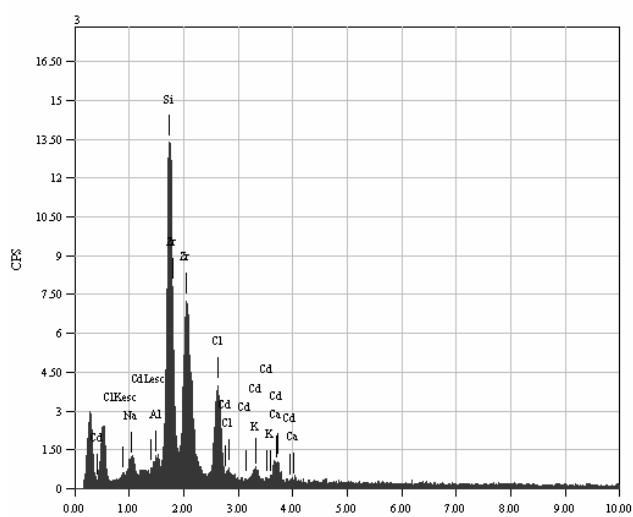


Рис. 8-б. Энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 4 рис. 7 (Проба № 50/07). Зафиксированы пики элементов хлоридов, кремния, кислорода и циркония

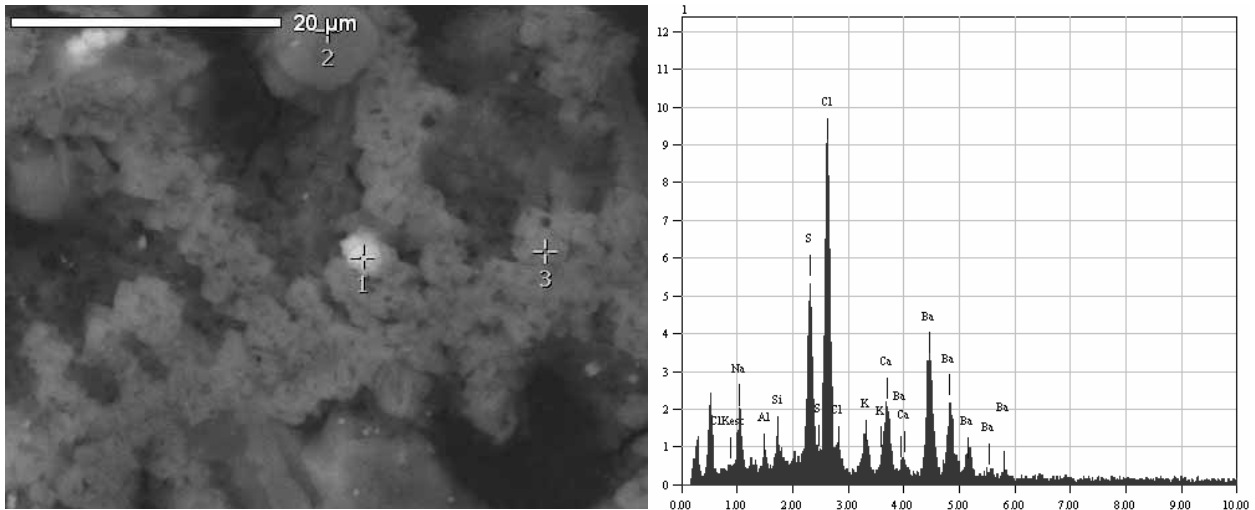


Рис. 9. Проба № 53/07 Кристаллы барита в переотложенных в результате растворения при таянии снега хлоридах (в отраженных электронах) и энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 1, содержащий пики элементов хлоридов, опала и барита

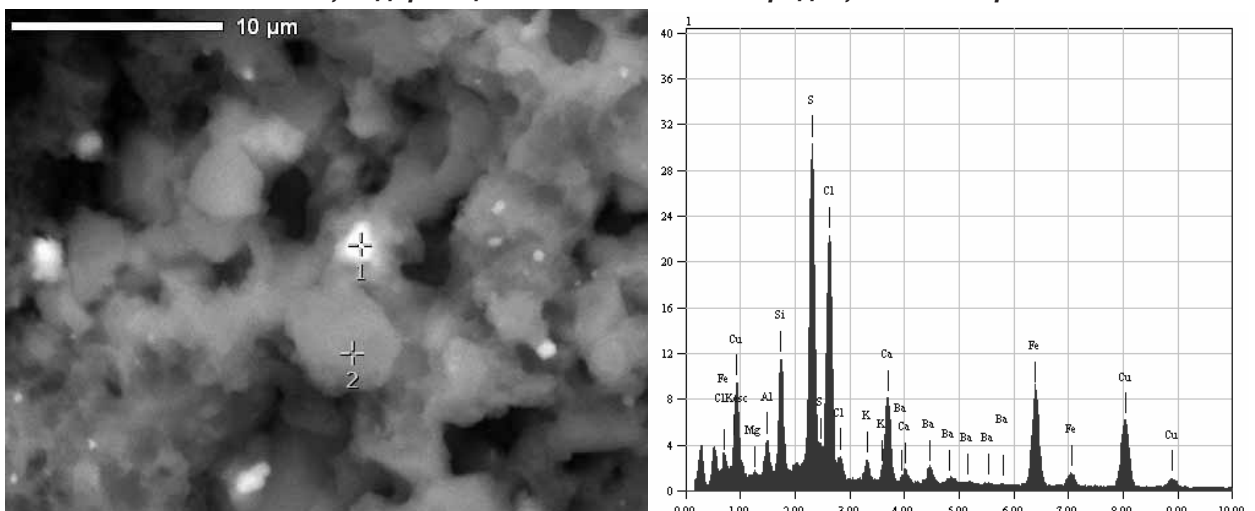


Рис. 10. Проба № 53/07 Частицы халькопирита в переотложенных в результате растворения при таянии снега хлоридах (в отраженных электронах) и энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 1, содержащий пики элементов хлоридов, опала и халькопирита

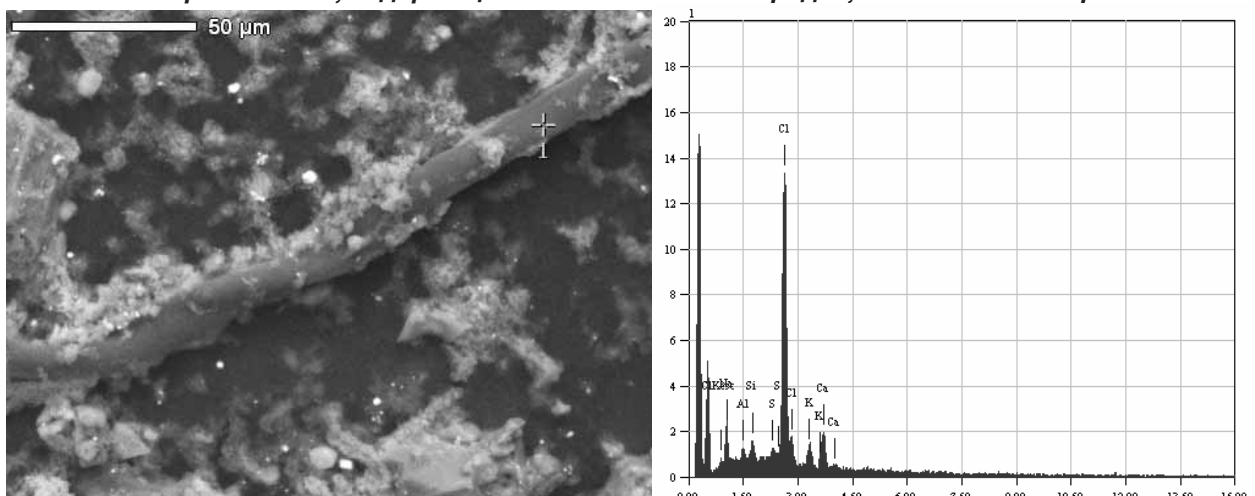


Рис. 11. Проба № 53/07 Волокно Cl-содержащей органики среди хлоридов (в отраженных электронах) и энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 1, содержащий пики элементов, содержащихся в этом волокне. Водород и азот не фиксируются, пики углерода, первый слева, и кислорода, второй слева, не маркированы

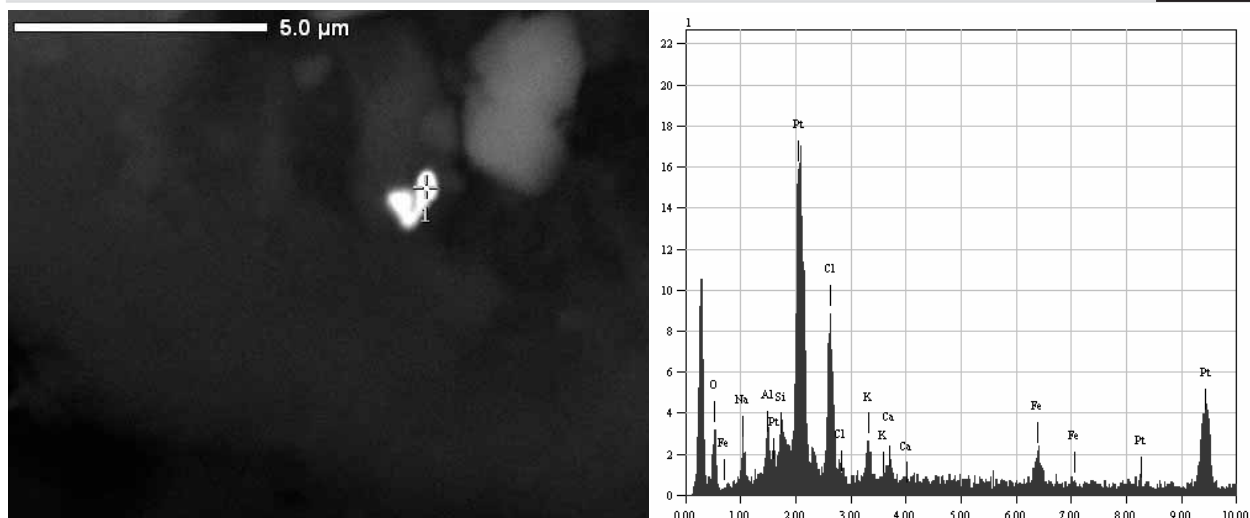


Рис. 12. Проба № 51/07 Частица самородной Pt среди хлоридов (в отраженных электронах) и энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 1, содержащий пики элементов хлоридов, опала, акаганеита и платины

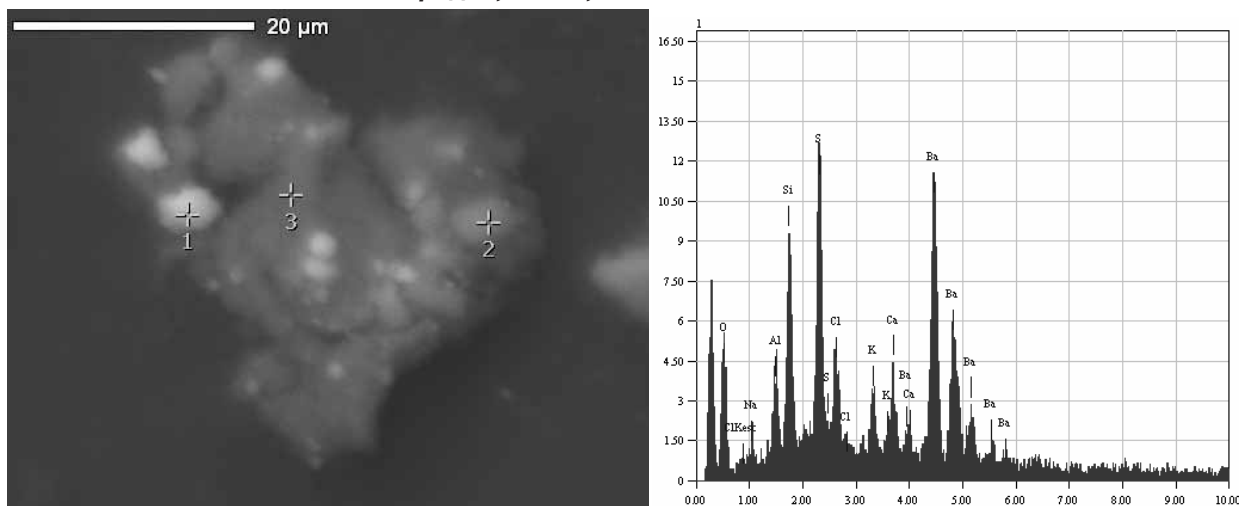


Рис. 13. Проба № 54/07 Частицы барита, ассоциированные с хлоридами (в отраженных электронах), и энергодисперсионный рентгеновский спектр из точки 1, содержащий пики элементов хлоридов, опала, хлормайенита и барита

та, сильвина, опала, синджарита, циркона, халькопирита, полевых шпатов, хлормайенита, гипса, сванбергита, Cl-органики и др. (табл. 4). Присутствие этих минеральных форм в газовых эманациях однозначно свидетельствует о мощности глубинных процессов. Обнаружение самородной платины, которая в основном находится в ультраосновных породах, однозначно свидетельствует об участии мантийного вещества в формировании исходного, для вулкана Эльбрус, расплава.

5. Появление «столбов» с ярко-белым свечением следует рассматривать как один из надежных

индикаторов находящихся под ними, на небольшой (2–4 км) глубине, магматических камер, в которых повысилось давление газа за счет поступления новых порций расплава. Для формирования «столбов» свечения камеры с газонасыщенным расплавом должны соединяться с земной поверхностью зонами повышенной пористости или микротрещиноватости в перекрывающих их породах. Этот признак особенно важен при оценках современного состояния вулканов и прогноза возможности активизации вулканических процессов в будущем вообще и на Кельском вулканическом плато в частности.

Работа выполнена при финансовой поддержке: инициативного гранта РФФИ 07-05-00485; Ведущей научной школы НШ-450. 2008.5 «Генетическая петрология: главнейшие петрографические провинции и их минерагения» (руководитель академик О.А. Богатиков); Направления 2 «Вулканизм и окружающая среда в условиях изменяющегося климата: вулканические катастрофы, вулканически активные области и особенности рационального природопользования в их пределах»; Программы 16 Президиума РАН «Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы»; Кабардино-Балкарского государственного университета им. Х.М. Бербекова.

Литература

1. Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Дканиялов М.Г., Фомичев В.В. и др. Научно-технический отчет по результатам комплексной экспедиции на Эльбрус, июнь 2007. «Изучение фумарольной активности вулкана Эльбрус, исследование состава тектонических аэрозолей и фирна». – Москва: ИЗМИРАН, 2007. 33 с.
2. Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Бобков А.В., Дканиялов М.Г. Изучение вулканических аэрозолей на вулканах Авачинский, Корякский, Эльбрус. Связь аэрозолей с деформациями поверхности. Магматизм и рудообразование. Матер. конференции, посвященной 125-летию со дня рождения акад. А.Н. Заварицкого. 18–19 марта 2009 г. – М.: ИГЕМ РАН, 2009. С. 10–12.
3. Греков И.И., Арбузкин В.Н., Литовко Г.В., Трофименко Е.А. Тектонодинамика Эльбрус-Кюгенского вулканического района (Центральный Кавказ). В сб. Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. – М.: ИФЗ РАН, КБГУ, 2005. С. 83–93.
4. Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Мелекесцев И.В. и др. Глава 4. «Вулканическая опасность на севере Кавказского региона» в монографии «Новейший и современный вулканизм на территории России» (под ред. акад. Н.П. Лаверова). – М.: Наука, 2005. С. 336–432.
5. Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Газеев В.М., Абрамов С.С., Грознова Е.О., Шевченко А.В. Проявление рудоносных гидротермально-метасоматических процессов в районе Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ, Россия) // Геол. рудных месторожд, 2008. Т. 50. З. С. 225–245.
6. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Гурбанов А.Г., Собисевич А.Л., Лексин А.Б., Лиходеев Д.В. Проблемы мониторинга периферических магматических камер под Эльбрусским вулканическим центром по данным тепловой космической съемки. В сб. Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. – М.: ИФЗ РАН, КБГУ, 2005. С. 266–276.
7. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г. и др. Новейший вулканизм и углекислые воды Северного Кавказа. В сб. «Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии». – Нальчик.: КБГУ, 2003. С. 128–155.
8. Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. (ред. Бортников Н.С.). Луна под микроскопом. Новые данные по минералогии Луны. – М.: Наука, 2007. 128 с.
9. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.Н., Собисевич Л.Е., Гурбанов А.Г., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Пруцкий Н.И., Греков И.И. Результаты геолого-геофизического мониторинга магматических структур вулкана Эльбрус. В сб. «Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии». – Нальчик.: КБГУ, 2003. С. 158–178.
10. Мальковский В.И., Жариков А.В., Шмонов В.М. Новые методы измерения проницаемости образцов горных пород для однофазного флюида // Физика Земли, 2009, 2. С. 3–14.
11. Милуков В.К. Мониторинг состояния магматических структур вулкана Эльбрус по наблюдениям литосферных деформаций // Вулканология и сейсмология, 2006. 1. С. 1–13.
12. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гурбанов А.Г. и др. Условия образования ксенолитов из плейстоценовых лавовых потоков вулкана Эльбрус (Кавказ) // Геохимия, 2001. 11. С. 1230–1236.
13. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в термоминеральных водах Приэльбрусья: ареал новейшего магматизма // XIV симпозиум по геохимии изотопов. 19-21 окт. 1995. – М.: ГЕОХИ, 1995. С. 165–166.
14. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии (под редакцией Н.П. Лаверова). – М.: ИГЕМ РАН, 2004, 438 с.
15. Пэк. А.А. О динамике ювенильных растворов. – М.: Наука, 1968. 147 с.
16. Пэк. А.А., Мальковский В.И. Динамика рудоотложения на подвижном температурном барьере при формировании золоторудных месторождений в архейских зеленокаменных поясах/ в кн. «Новые направления в изучении колчеданных месторождений». – Новочеркасск: Новочеркасский гос. техн. университет, 1997. С. 150–162.
17. Рехарский В.И., Гурбанов А.Г., Диков Ю.П. и др. О формах нахождения вольфрама в позднепалеозойских гранитах Кавказ Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. 7. С.127–129.
18. Рехарский В.И., Гурбанов А.Г., Диков Ю.П. и др. Генетические особенности некоторых необычных типов Вольфрамового оруденения // Геология рудн. месторождений, 1993. Т.35. 2. С.132–141.
19. Теплофизические свойства технически важных газов при высоких температурах и давлениях: справочник / Зубарев В.Н., Козлов А.Д., Кузнецов В.В. и др. – М.: Энергоатомиздат, 1989. 232 с.
20. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г. и др. Состав магматических расплавов вулкана Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Геохимия, 2001. 4. С. 441–448.
21. Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. – М.: Научный мир, 2002. С. 216.
22. Yudovskaya M.A., Distler V.V., Chaplygin I.V., Mokhov A.V., Trubkin N.V., Gorbacheva S.F. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the Kudryavy volcano, Kurile islands. Miner Deposita, 2006, 40, P. 828–848.