

РАССЕЯНИЕ И ПЕРЕНОС ОПТИЧЕСКИХ ВОЛН В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

УДК 551.521:551.510

Л.С. Ивлев

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЭРОЗОЛЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

На основе анализа данных о дисперсности аэрозоля вулканического происхождения сделан вывод о зависимости распределения частиц по размерам от активности вулкана. Максимум функции распределения соответствует следующим диапазонам размеров частиц: 4–2 мкм, 0,6–0,9 мкм и $d > 0,5$ мкм. Высказано предположение, что частицы с $0,6 < d < 0,9$ мкм являются причиной аномального спектрального поведения аэрозольного ослабления. Закономерности поведения фактора обогащения для ряда химических элементов в аэрозолях вулканического происхождения выявили его зависимость от интенсивности эмиссии вулканического вещества, времени, прошедшего с начала эмиссии, и дальности точки измерения от эпицентра вулкана. В частности, для S фактор обогащения зависит от времени. Показано, что для ряда легких летучих металлов значение фактора обогащения увеличивается с ростом высоты.

1. Введение

Три мощных извержения вулканов с 1980 г. (Сент-Хеленс, Эль-Чичон и Пинатубо) заставляют сделать некоторые переоценки как величины вклада вулканических продуктов в загрязнение тропосферы и стратосферы, так и их роли в радиационно-климатических процессах. Причем если и ранее ведущая роль вулканических извержений в формировании стратосферного аэрозольного слоя полагалась очевидной [1, 2], то результаты экспериментальных исследований последних лет [3–5] свидетельствуют об их заметном вкладе в содержание тропосферных аэрозолей и сернистого газа. Так как сернистый газ в тропосфере имеет время жизни значительно большее, чем в стратосфере, то можно предполагать, что он в течение длительного времени после извержения проникает из тропосферы в стратосферу, генерируя там сернокислотные и сульфатные частицы с $r \leq 0,2$ мкм.

Вулканические аэрозоли дисперсионного происхождения с размерами $r \leq 1$ мкм в сухой безоблачной тропосфере существуют значительно дольше ($\tau_{\text{вулк}}^{\text{T}} \approx 50$ сут), чем предполагается в большинстве аэрозольных тропосферных моделей ($\tau_{\text{аэр}}^{\text{T}} \approx 10$ сут) [6–8]. Поскольку в низких широтах наблюдаются длительные безоблачные периоды, то, очевидно, в это время происходит значительное накопление аэрозольного вещества в тропосфере в результате даже относительно слабых вулканических извержений. В более высоких широтах доля первичных вулканических аэрозолей будет заметной лишь в верхней тропосфере, выше основного облачного слоя ($z \geq 5$ км).

Проявление вклада первичных вулканических аэрозолей можно ожидать, например, в оптических свойствах атмосферы, в частности, в спектральном ходе оптической толщи атмосферы при условии невысокой запыленности приземного слоя и когда стратосферный слой сульфатных аэрозолей не очень мощный. Второе условие выполняется либо сразу после мощного вулканического извержения, либо при отсутствии прорыва вулканического вещества в стратосферу. В то же время в относительной близости от вулкана наблюдается значительное загрязнение приземного слоя частицами, обогащенными элементами, опасными для человеческого здоровья (Pb, Hg, Zn, Cr, Cd и др.). Эти аэрозоли обладают также высокими каталитическими и фотокаталитическими свойствами, в частности способствуют более быстрому развалу молекул озона в нижних слоях атмосферы [9, 10].

Оценки роли первичных вулканических аэрозолей в вышеперечисленных процессах неточны и, вероятно, занижены. Для уточнения такого рода оценок необходимо выявить характер-

ные особенности микроструктуры этих аэрозолей, их элементного и химического состава, возможные проявления в оптических свойствах тропосферных аэрозолей.

2. Распределение частиц вулканической пыли по размерам

Прямых измерений распределения по размерам частиц вулканического происхождения относительно немного [11–13]. Отмечается высокая концентрация гигантских частиц ($r > 1$ мкм) и их сильная пространственно-временная изменчивость.

В аэрозольной лаборатории НИИФ СПбГУ в период 1974–1981 гг. неоднократно проводились измерения аэрозолей приземного слоя атмосферы вблизи действующих вулканов Камчатки (Толбачик, Ключевской, Горелый, Карымский, Мутновский). Распределение частиц по размерам с $r \geq 0,2$ мкм определялось с помощью фотоэлектрического счетчика АЗ-5М, а для $r \leq 0,5$ мкм с помощью электронно-микроскопического анализа импакторных и фильтровых аэрозольных проб [12].

Были получены достаточно большие массивы данных ΔN ($r \geq 0,2$) при различных метеорологических условиях и интенсивностях эмиссии вулканического вещества. В 1994–1995 гг. были осуществлены аналогичные измерения в Мексике вблизи вулканов Колима, Паракутин и Попокатепетль. Во время извержения вулкана Попокатепетль (21 декабря 1994 – 28 января 1995 г.) выполнялись измерения аэрозолей с помощью фотоэлектрического счетчика АЗ-5М с борта самолета и исследовались пепловые выпадения [14]. Наибольшую сложность в получении спектров размеров частиц вулканического происхождения представляла задача выделения этого спектра из данных, полученных при измерениях относительно слабой эмиссии вулканического вещества и вдали от кратера вулкана. Если для измерения на Камчатке можно полагать, что в приземном атмосферном слое дополнительно присутствуют только фоновые аэрозольные частицы, то для измерений в Мексике необходимо было учитывать также сильное пыление почвы в сухой период, присутствие продуктов сгорания растительности (сахарного тростника) и антропогенных загрязнений. Использовались приемы усреднения данных за несколько дней для разного времени суток и, по возможности, вычета вкладов аэрозолей невулканического происхождения.

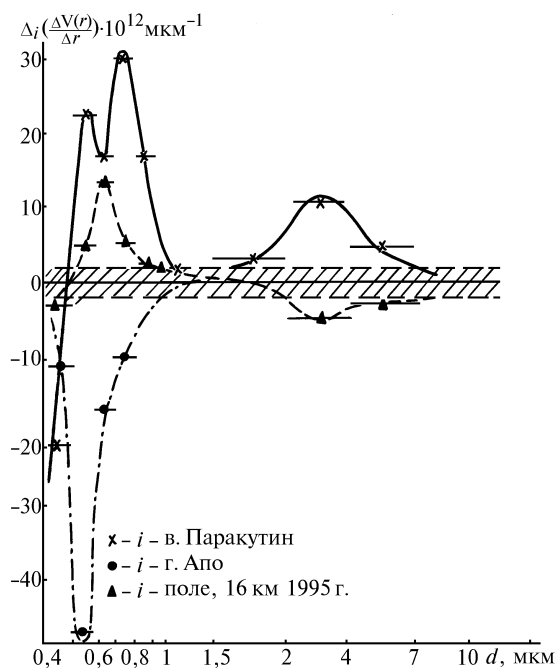


Рис. 1. Усредненные разности объемных функций распределения частиц по размерам в разных точках окрестности вулкана Паракутин и «фоном» для измерений 13–16 июля 1995 г.

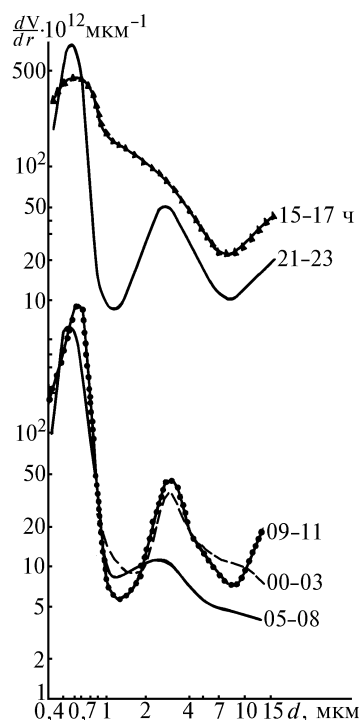


Рис. 2. Усредненные объемные функции распределения частиц по размерам в котловине Плайон под кратером вулкана Фуэго де Колима для разного времени суток 9–11 мая 1995 г.

Наиболее наглядно возможности выделения аэрозолей разного происхождения выявляются при использовании функции $\Delta V(r)$ или $\Delta V(r)/\Delta r$. Моды с разными r_0 ведут себя при процессах генерации и эволюции по-разному и могут быть идентифицированы. В частности, такой прием дал хорошие результаты для измерений аэрозолей от вулкана Паракутин: измерения выполнялись как вблизи вулкана на разных расстояниях от него, так и по другую сторону вершины Танситаро (в городке Апо), превосходящей по высоте вулкан Паракутин. Причем измерения проводились при низкой сплошной облачности и ежедневных дождях в вечернее время.

На рис. 1 представлены результаты вычета из функции $\Delta V(r)/\Delta r$ для измерений в трех точках (1 – городок Апо, 2 – поле в 16 км от вулкана и 3 – подножие вулкана, примерно в 6 км от кратера) фоновых значений $\Delta V(r)/\Delta r$. При этом отчетливо выявляются частицы вулканического происхождения в диапазонах размеров $0,5 \leq d \leq 0,9$ мкм и $1,5 \leq d \leq 7,0$ мкм. Для измерений в 16 км от кратера наблюдается отрицательная величина $\Delta(\Delta V/\Delta r)$ для $2,0 \leq d \leq 7,0$ мкм, а для измерений в Апо в диапазоне размеров $0,4 \leq d \leq 0,8$ мкм, что свидетельствует о дополнительном вкладе вулканических частиц в этих диапазонах размеров в так называемую «фоновую» функцию распределения частиц по размерам, т.е. истинное распределение частиц по размерам вулканического происхождения должно иметь еще более отчетливо выраженные максимумы распределения в этих диапазонах размеров частиц. В случае измерений концентрации и дисперсности пылевых частиц от вулкана Колима была проведена трехсуточная серия непосредственно под кратером вулкана Фуэго Де Колима в котловине Плайон, закрытой вершинами Фуэго, Невада и Волкансито на высоте 3500 м. Эти данные можно считать наиболее удовлетворяющими условиям измерений непосредственно вулканических аэрозолей при слабой эмиссии (рис. 2).

В усредненных трехсуточных данных наблюдений отчетливо проявляется суточная трансформация спектра частиц, обусловленная как метеорологическими условиями, так и дополнительным пылением поверхности склона вулкана. (Вторичный подъем осевшей вулканической пыли). Для измерений, проведенных вблизи вулканов Карымский и Попокатепетль, концентрация аэрозолей вулканического происхождения была заведомо выше фоновой, однако в этих случаях происходило смешивание частиц с разным временем их существования до момента измерений, что несколько смазывало спектры размеров частиц, выбрасываемых из кратера при разных режимах эмиссии вулканического вещества.

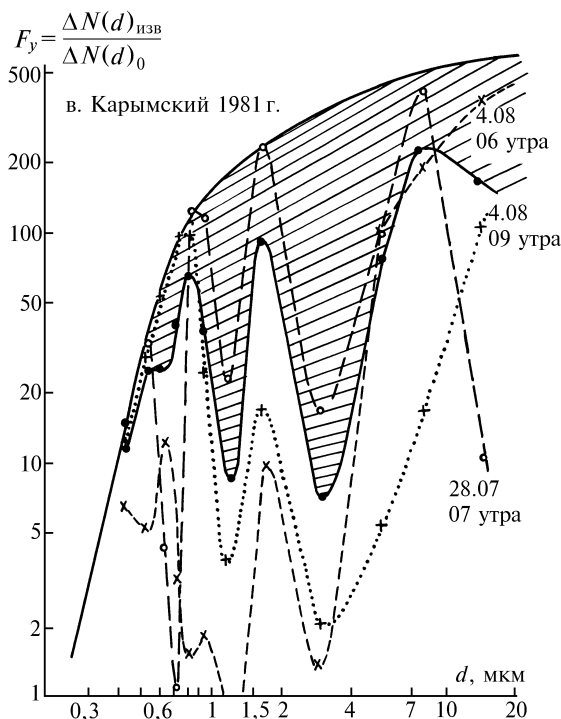


Рис. 3. Отношение концентраций частиц разных размеров при интенсивной эмиссии вулкана Карымский к концентрациям в отсутствие эмиссии (перед извержением)

В измерениях вблизи вулкана Карымский в 1981 г. наблюдались три сильных выброса вулканической пыли: 28 июля в 6–8 ч утра, 4 августа в 6–7 ч и в 9–10 ч утра. Были рассчитаны факторы увеличения $F_y = \Delta N_i / \Delta N_0$ концентрации частиц разных размеров по сравнению с фоновыми (рис. 3). Разность между огибающей и средним экспериментальным значением F_y свидетельствует о том, что при слабой, но постоянной эмиссии вулканической пыли в атмосферу в приземном слое происходило накопление частиц с размерами $0,5 \leq d \leq 0,8$ мкм, $0,9 \leq d \leq 1,5$ мкм и $2,0 \leq d \leq 7,0$ мкм, а также, возможно, с $d \geq 10$ мкм. (Для этого диапазона размеров частиц ошибка определения фоновой концентрации очень велика).

Отметим, что для измерений эмитируемых из кратера вулкана Попокатепетль частиц при наиболее сильных выбросах функция dV/dr имеет относительно слабо выраженную полимодальность (рис. 4). При ослаблении эмиссии полимодальность структуры пылевых частиц проявляется отчетливой (рис. 5).

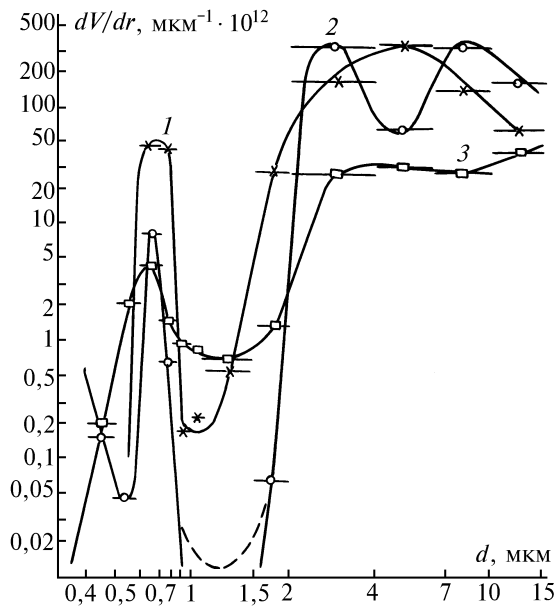


Рис. 4. Объемные функции распределения частиц по размерам во время очень сильных выбросов аэрозольного вещества вулканом Попокатепетль (27.12.1994): 1 – край факела. 2 – центр. 3 – вне факела

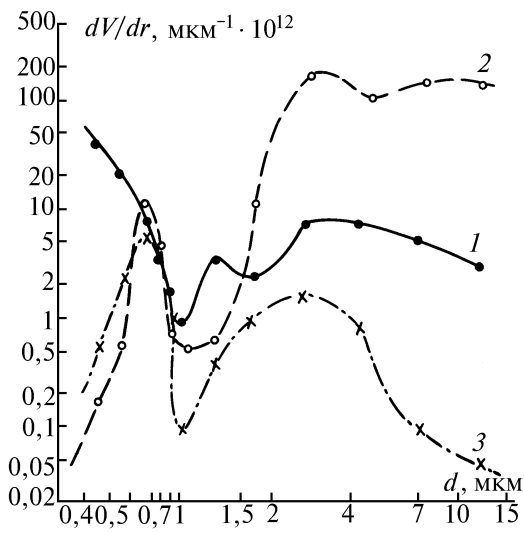


Рис. 5. Объемные функции распределения частиц по размерам в период относительно ослабленной эмиссии аэрозольного вещества вулканом Попокатепетль (центр факела): 1 – 29.12.1994; 2 – 6.01.1995; 3 – 21.01.1995

Несомненный интерес представляет вклад вулканической пыли в общее содержание аэрозолей приземного слоя на относительно далеком расстоянии от кратера. В этом случае можно оценить эффективную мощность источника частиц в предположении стационарности потока частиц от него: $mv(x) = \text{const}$. Такая возможность представляется при сравнении данных по дисперсности и концентрации частиц в сухой и влажный сезоны года, если предполагать, что источник действует постоянно. Измерения проводились на ранчо Рефухио, примерно в 20 км от кратера вулкана Колима. Были рассчитаны средние распределения $\Delta N(d)$, см^{-3} для обоих сезонов. Суточная изменчивость дисперсности аэрозолей во всех случаях была определяющей как в сухой, так и во влажный сезоны. Однако для влажного сезона основной массив данных был получен только в период 11–12 ч дня. Поэтому для сухого сезона были рассчитаны разные варианты величины $\Delta N'(d)$: 1) для периода 11–12 ч, 2) среднесуточные и 3) средние значения между этими двумя случаями (табл. 1).

По этим данным на рис. 6 представлены кривая изменения относительной концентрации частиц разных размеров $E(d) = \Delta N_{\text{вл}} / \Delta N_{\text{сух}}$ и средняя кривая вероятного вымывания частиц осадками ε_d (огнивающая) [15]. Разница между кривыми, обусловленная постоянной генерацией частиц при любом варианте расчета $\Delta N'(d)$, оставалась практически неизменной. Можно предположить, что определенная часть аэрозолей генерируется поверхностью почвы, в частности при ее быстром прогреве и высыхании, в диапазоне размеров $d > 7$ мкм. Однако генера-

ция частиц размерами $0,5 \leq d \leq 0,8$ мкм может быть объяснена только увеличением эмиссии вулканического вещества во влажной среде, что наблюдалось и визуально.

Таблица 1

Характерные распределения аэрозольных частиц по размерам $\Delta N(d)$, л⁻¹ вблизи вулканов при разных интенсивностях эмиссии вещества

$\Delta d(>)$, мкм	Ключевской (фумарола Стеллера), август 1974	Горелый, июль–август 1980	Карымский, июль–август 1981		Фуэго де Колима	
			4	5	декабрь 1994	Май 1995
1	2	3	4	5	6	7
0,01	8000	7000	9000	8000	–	10000
0,02	18000	12000	16000	18000	–	17000
0,03	32800	31000	28000	35000	–	37000
0,05	40000	37000	32000	42000	–	70000
0,10	36000	34000	33000	40000	–	50000
0,20	32000	30000	27000	34000	–	35000
0,30	18800	6000	19000	31000	–	23000
0,40	7200	7000	7400	22000	6000	25400
0,50	1400	740	1944	14000	25500	30700
0,60	180	120	785	10000	64600	1430
0,70	60	91	264	4500	77000	3830
0,80	48	63	165	2000	42800	780
0,90	40	35	72,7	1750	35600	200
1,00	28	45	54,7	3500	17500	217
1,50	40	38	61,9	9000	2800	83
2,00	120	104	94,8	23000	330	118
4,00	16	1,86	30,7	19000	90	25,4
7,00	10	1,50	11,4	3000	21	5,0
10,00	5	1,90	6,70	500	10	3,35

$\Delta d(>)$, мкм	Попокатепетль				
	Паракутин, июль 1995	27 декабря 1994	27–29 декабря 1994	6 января 1995	декабрь 1994–январь 1995
0,01	–	–	–	48000	30000
0,02	–	–	–	75000	63000
0,03	–	–	–	113000	110000
0,05	–	–	–	224000	150000
0,10	–	–	–	132000	80000
0,20	–	–	–	140000	45000
0,30	–	–	–	105000	8000
0,40	10600	4000	340	86000	1140
0,50	25800	1000	940	37800	3600
0,60	15200	600	30600	30000	16200
0,70	9100	900	19800	5940	5720
0,80	3280	1000	4160	510	5380
0,90	392	2400	4900	1400	12900
1,00	242	2000	2640	1540	15400
1,50	192	4200	4000	280	770
2,00	162	25000	12300	116	1200
4,00	39,8	16000	1360	5,46	97,5
7,00	2,35	3200	570	0,32	25,2
10,00	1,10	2300	300	0,05	6,12

Примечание. Данные в диапазоне $d = 0,01–0,4$ мкм по одиночным импакторным пробам; для $d > 0,4$ мкм – усреднение данных фотозлектрического счетчика, не менее 10 серий для слабой эмиссии и 2–3 при выбросах ($N(10) > 100$ л⁻¹).

Аналогичные расчеты были проведены для аэрозольных измерений непосредственно в г. Колима, в точке, находящейся примерно в 45 км от кратера вулкана (Центр атмосферных исследований Колимского университета). Для расчетов были взяты усредненные данные для майских (сухой сезон) и июльских (влажный) измерений в предполуденное время с 10 до 13 ч, когда наблюдается достаточно сильное перемешивание воздушной массы и практически не бывает сильных осадков. В этом случае обнаруживается более сильное вымывание частиц из атмосферы, чем в пункте Рефухио, во всем измеряемом диапазоне размеров частиц, кроме $0,9 \leq d \leq 1,0$ мкм (рис. 7).

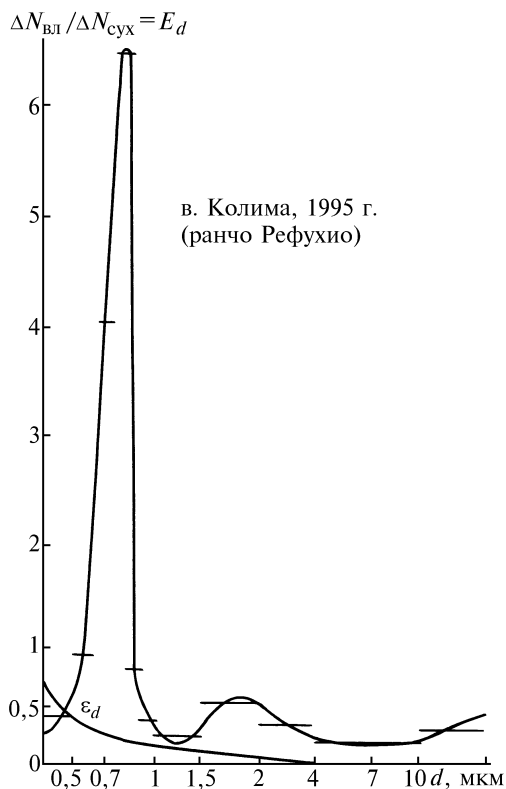


Рис. 6. Усредненное отношение концентраций частиц разных размеров во влажный период (июль 1995 г.) к концентрации в сухой период (май 1995 г.) для вулкана Колима в пункте Рефухио

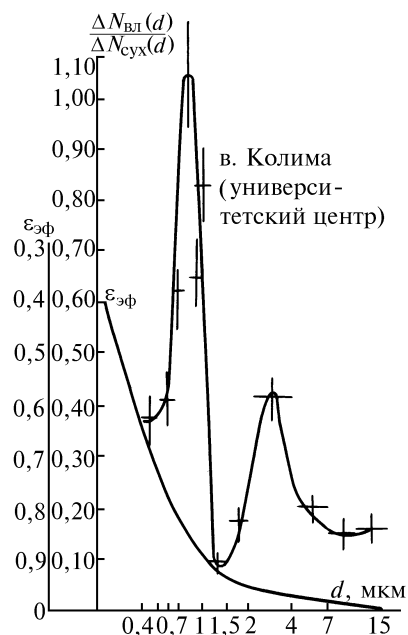


Рис. 7. Вымывание частиц разных размеров осадками по измерениям в г. Колима (Центр атмосферных исследований, май-июль 1995 г.)

По этим данным можно предполагать, что происходит постоянная генерация аэрозольных частиц в двух диапазонах размеров: $0,5 \leq d \leq 1,0$ мкм и $2,0 \leq d \leq 7,0$ мкм, т.е. примерно в тех же диапазонах, что и для пункта Рефухио.

В табл. 1 представлены усредненные данные измерений функций распределения частиц по размерам dN/dr для различных вулканов. Можно отметить определенные особенности в функциях распределения частиц по размерам. Эти распределения нельзя описать каким-то одним аналитическим выражением даже для диапазона размеров $d \geq 0,4$ мкм.

Полимодальная структура аэрозолей вулканического происхождения более наглядно проявляется при использовании функции $dV/dr = (4\pi/3)r^3 dN/dr$. Во всех случаях наблюдаются моды: $d < 7$ мкм, $4 \geq d \geq 2$ мкм, $0,9 \geq d > 0,6$ мкм; $d \leq 0,5$ мкм. В зависимости от интенсивности эмиссии, метеорологических условий и дальности точки измерения от кратера вулкана меняются соотношения между этими модами, несколько смещаются значения модальных диаметров. От интенсивности эмиссии наиболее сильным изменениям подвержены значения dV/dr для моды $0,9 \geq d \geq 0,6$ мкм и $4 \geq d \geq 2$ мкм. Мода $d \geq 7,0$ мкм может быть вызвана также пылением почвы и при слабой эмиссии вулканического вещества выявляется недостаточно отчетливо, а при сильном извержении происходит замывание моды $4 \geq d \geq 2$ мкм из-за резкого увеличения общего числа гигантских частиц (см. рис. 2). По форме кривой распределения мода $4 \geq d \geq 2$ мкм наиболее стабильна.

Следует также отметить, что возрастание концентрации частиц в этом диапазоне размеров наиболее отчетливо проявляется в начале резкого усиления интенсивности эмиссии вулканического вещества, предшествуя увеличению концентрации частиц в диапазонах размеров $0,9 \geq d \geq 0,6$ мкм и $d \geq 7,0$ мкм. При взрывном характере эмиссии вулканического вещества происходит расширение диапазона размеров частиц, где наблюдаются максимумы объемного распределения dV/dr для размеров $d \geq 10$ мкм и $d \leq 0,9$ мкм. В этом случае иногда отмечается особенно сильное возрастание концентрации эмитируемых частиц для $d \leq 0,9$ мкм. Причем

регистрируются узкие, резко выделяющиеся пики в функции распределения частиц по размерам, которые могут смещаться от $d = 0,9$ мкм до размера $d \leq 1,5$ мкм, от $d \leq 0,5$ мкм к $d \approx 0,6 \div 0,7$ мкм. При длительной эмиссии и ослаблении ее интенсивности эти максимумы исчезают. Поэтому при измерениях вдали от кратера вулкана они практически не проявляются.

При тепловом выбросе из кратера вулкана Попокатепетль в январе 1995 г. наблюдались конгломераты аэрозольных частиц сферической формы со средним размером порядка 1,5–2 мм, которые дезагрегировали при высыхании. Аэродинамика подобных агрегатов рассматривалась в работе [16].

Таблица 2

Модельные распределения аэрозолей, $\Delta N(d)_i$, см⁻³

Δd , мкм	ΔN_1 , см ⁻³	$\Delta N'_1$, см ⁻³	ΔN_2 , см ⁻³	$\Delta N'_2$, см ⁻³	ΔN_3 , см ⁻³	$\Delta N'_3$, см ⁻³
0,01–0,02	16,0	16,0	30,0	30,0	8,0	8,0
0,02–0,03	18,0	18,0	63,0	63,0	18,0	18,0
0,03–0,05	25,0	25,0	110,0	110,0	35,0	35,0
0,05–0,1	38,0	38,0	150,0	150,0	42,0	42,0
0,1–0,2	75,0	75,0	80,0	80,0	40,0	40,0
0,2–0,3	42,0	42,0	45,0	45,0	34,0	34,0
0,3–0,4	35,0	35,0	8,0	8,0	31,0	31,0
0,4–0,5	4,0	4,0	1,14	1,14	22,0	22,0
0,5–0,6	1,0	1,0	3,6	1,0	14,0	1,0
0,6–0,7	0,6	0,6	16,2	4,8	10,0	0,715
0,7–0,8	0,9	0,9	5,72	1,6	4,50	0,321
0,8–0,9	1,0	1,0	5,38	1,5	2,0	0,143
0,9–1,0	2,4	2,4	12,9	3,3	1,75	0,125
1,0–1,5	2,0	0,5	16,4	1,5	3,5	0,05
1,5–2,0	4,2	0,0	0,4	0,0	9,0	0,0
2,0–4,0	25,0	0,0	2,0	0,0	23,0	0,0
4,0–7,0	16,0	0,0	1,0	0,0	19,0	0,0
7,0–10,0	3,2	0,0	0,02	0,0	3,0	0,0
10,0–15,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0

Примечание. $\Delta N_i(d) - T = T_0$; $\Delta N'_i(d) - T = T_0 + 30$ сут.

В табл. 2 представлены средние модельные функции распределения частиц вулканической пыли по размерам, полученные из результатов наблюдений аэрозолей вблизи обсуждавшихся ранее вулканов, а также с учетом данных других авторов [13, 17–20].

Предполагается, что деформация спектра происходит в результате ухода из него за счет седиментации [21] частиц выше определенного размера.

3. Морфологические свойства частиц

Общеизвестно, что аэрозоли вулканического происхождения представляют собой частицы тонко измельченной лавы, продукты истирания стенок кратера и капли серной кислоты с растворенным кристаллическим веществом, часть которого, возможно, является продуктом сублимации магмы.

Морфологическая структура таких частиц хорошо известна. Продукты истирания стенок кратера и тонко измельченной лавы очень сходны и представляют, в основном, частицы неправильной, но достаточно простой формы с острыми краями. Частицы измельченной лавы могут содержать микропустоты и иметь сколы закругленной формы.

Микрокапли серной кислоты с кристаллическими вкраплениями наиболее характерны для стратосферных аэрозолей. В тропосфере они наблюдаются значительно реже [22].

Электронно-микроскопический анализ проводился для отдельных импакторных проб вблизи вулканов Камчатки и Мексики, а также в Долине Гейзеров на Камчатке. Для сравнения в табл. 3 приведены также данные по морфологической структуре частиц естественного происхождения в других пунктах. Для большинства случаев количество наблюдаемых микрокапель серной кислоты ничтожно мало (табл. 3). Однако их доля резко возрастает для проб, взятых в Долине Гейзеров и вблизи слабо эмитирующих вулканическое вещество fumarol. Причем с увеличением размеров частиц для $d > 0,2$ мкм их доля становится практически пре-

небрежимо малой. Это свидетельствует о малой скорости окисления сернистого газа в нижних слоях атмосферы даже в присутствии металлов-катализаторов (Fe, Mn, Ti, Zn, Cr и др.)

Таблица 3

Морфологическая структура атмосферных аэрозолей

Место, время	Уровень над поверхностью, м	Типы форм, %					
		плотные сферы	неплотные сферы	частицы с оболоч.	плотные не сферы	рыхлые не сферы	цепочки
Рыльск, июль–август 1975	0	10	16	10,3	46	15	2,7
	500	4,7	10,8	17,7	43,7	17,2	5,8
	2800	9,1	8,0	14,1	35,0	26,8	7,1
Берингово море, август 1974	1000	18	65	1,5	8,0	–	7,5
	4000	41	30	12,8	2,5	10	3,7
	9000	12	40	11	15	9,0	13,
Камчатка фумарола Стеллера, август 1974	1,5	3,3	15,7	7,9	16	35,6	21,5
Вулкан Мутновский, август 1980	1,5	8,0	12,0	5,5	21,5	40,0	13
Мексика, вулкан Попока–тепетль, январь 1995	1,5	5,0	32	3,0	41	0	20
Вулкан Колима, май 1995	1,5	3,5	36	4,5	43	2,5	10,5

Примечание. Результаты электронно-микроскопического анализа одиночных импакторных проб аэрозолей в диапазоне размеров 0,02–0,8 мкм.

Существенно различается доля частиц-цепочек (фракталов) для измерений на Камчатке и в Мексике. Заметное уменьшение частиц этого типа в Мексике, вероятно, связано с низкой относительной влажностью воздуха во время забора аэрозольных проб импактором и, следовательно, меньшей механической устойчивостью агрегатов.

В периоды сильных выбросов-«пуфов» вулкана Попокатепетль визуально наблюдались рыхлые гигантские сферы серого цвета диаметром 0,5–2 мм. При электронно-микроскопическом анализе эти сферы дезагрегировались на мелкие частицы неправильной формы. Очевидно, эти агрегаты-сферы образовались на выходе вулканического вещества из кратера в пересыщенной теплым водяным паром среде при очень высокой концентрации мелких пылевых частиц. Выпадающий в окрестности вулкана Попокатепетль пепел состоял, в основном, из этих сфер. Была проведена проверка адсорбционных свойств проб пепла (рис. 8). Она показала, что адсорбционная способность частиц пепла невелика. Частицы обладают слабой гигроскопичностью. Это хорошо согласуется с малой механической устойчивостью сферических агрегатов при невысокой относительной влажности среды.

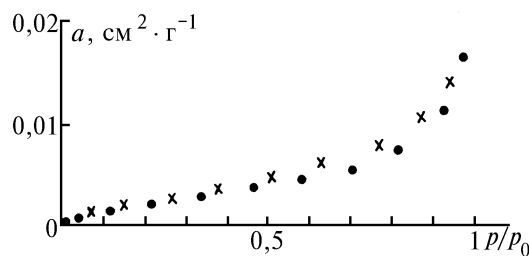


Рис. 8. Адсорбционная способность a , $\text{см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ пепла от вулкана Попокатепетль при разных относительных парциальных давлениях p/p_0 водяного пара (температура $T \approx 25^\circ\text{C}$)

Ранее в камере туманов нами был проведен эксперимент по исследованию влияния относительной влажности на морфологическую структуру естественных аэрозольных частиц [23]. В табл. 4 представлено распределение частиц по разным типам для трех влажностей 23, 30 и 62%. Наблюдается определенное соответствие между морфологическими структурами аэрозолей при 23–30% и вулканическими аэрозолями Мексики и морфологическими структурами аэрозолей при 62% и вулканическими аэрозолями Камчатки.

Зависимость морфологической структуры естественных аэрозолей в приземном слое атмосферы от относительной влажности ($H = 2$ м, август 1980 г., Главная геофизическая обсерватория)

Относительная влажность %	Типы частиц ($d = 0,02 \div 0,8$ мкм)					
	плотные сферы	неплотные сферы	с оболочкой	плотная не сфера	неплотная не сфера	цепочки
23	19,0	15,7	11,3	32,8	7,2	14
30	21,6	18,5	5,7	20,9	5,0	23,2
62	30,2	13,4	3,2	39,0	1,2	13,2

4. Химический и элементный состав

Достаточно многочисленные измерения химического и элементного состава аэрозолей вулканического происхождения свидетельствуют о сходных процессах их образования и дальнейшей эволюции: эмиссия продуктов истирания стенок кратера и частиц измельченной лавы, а также паров водяного пара, сернистого газа, соляной кислоты, легко испаряющихся металлов, которые в дальнейшем вступают в различные химические реакции и конденсируются. Химический анализ дыма и пылевой материи для различных вулканов показывает преимущественное содержание соединений кремния – 60–80%, сульфатов – 30–10%, кальцитов – 3–10%, соединений алюминия – 0–20%, железа – 1–10% [24]. Однако более детальное рассмотрение результатов химического и элементного анализа свидетельствует и о существенных различиях в составе выброшенного материала для разных вулканов [25–27].

Для мощных вулканических извержений характерно изменение химического состава аэрозольных частиц с ростом высоты: сильное обогащение ряда умеренно летучих элементов (мышьяк, селен, свинец, кадмий, цинк) в мелких частицах, а также элементов, характерных для магмы (кремний, кальций, скандий, титан, железо, цинк, торий), содержащихся в более крупных частицах. Это можно интерпретировать только как то, что источником вещества верхней границы шлейфа являются не частицы разрушенной вершины вулкана, а горячие выбросы магмы [28]. Отмечаются также изменения химического и элементного состава вулканического вещества в разные периоды извержения [29].

При анализе изменчивости элементного состава аэрозолей вулканического происхождения удобно использовать нормировку содержания элементов в нем по эталонному материалу – элементному составу магмы, изверженной лавы, пеплу различных пород. Проведенный анализ состава пород при отдельных извержениях свидетельствует о значительных вариациях их элементного состава, наибольшим постоянством отличается содержание двуокиси кремния. В [30] приведены следующие данные по содержанию двуокиси кремния в лавах вулканов разного типа: базальтово-толеитовые (вулкан Килауэа 47–52%), андезитные (вулкан Фуэго) 48–54%, фонолитово-тефритовые 50–55%, дацитовые (вулкан Сент-Хеленс) 65–70%, риолитовые (вулкан Аскья) 68%. Изменения содержания Al значительно выше, особенно в лавах дунитовой породы, а Ca и Mg в сиенитах, в которых наблюдаются также заметные потери Fe, Na, K, Ti, Mn, Ni и P [31]. Еще более значительны вариации содержания элементов в пеплах. Например, элементный анализ пепла при извержениях вулкана Попокатепетль (21.12.94 г. – 28.01.95 г.) показал, что пепел сильно обогащен по сравнению с земной корой такими легко возгоняемыми элементами, как S, Br, Pb, Hg, Zn, Cu, фактор обогащения $FE(x) = [x]_a/[x]$ которых превосходит 10 и изменяется в зависимости от времени выброса пепла.

Таким образом, реально нормировка содержания элементов должна проводиться по элементному составу земной коры с использованием в качестве референтного элемента кремния. В этом случае ошибка для большинства элементов не должна превышать 20–30%. Было осуществлено использование единой методики для выявления пространственно-временной изменчивости элементного состава вулканических аэрозолей. В табл. 5 и 6 представлены значения факторов обогащения для данных измерений элементного состава аэрозолей при извержениях вулканов Августин [32] и Попокатепетль [33].

По данным [32] отчетливо видно изменение соотношения концентраций элементов в зависимости от высоты. Для Na, K, Mn, Ba, S, V, Sc, Hf, Yb, As, Eu, W, Se, Au наблюдается увеличение фактора обогащения с ростом высоты, а для Cl, Pb, Br, Cd – уменьшение. Результат не совсем тривиальный и свидетельствует, вероятно, о более быстром аэрозолеобразовании и конденсационном росте частиц, содержащих Cl, Pb, Br и Cd, чем соединений, содержащих дру-

гие элементы. Еще более интересна временная изменчивость факторов обогащения для ряда элементов. Относительно постоянны значения FE для Al, K, Ba, Cl, Th, Sm. Для элементов Fe, Ca, Mg, V, Cr, La, Co, Sc наблюдалось заметное превышение фактора обогащения только в первый день, а для элементов Ti, Mn, W, Cd, Zn, Cu, Pb, Au отмечается регулярное уменьшение фактора обогащения, причем у Zn, Cu, Cd, Pb это уменьшение более чем на порядок величины.

Таблица 5

**Факторы обогащения для различных элементов в атмосферных аэрозолях.
Вулкан Августин, 1–21 февраля 1976 г.**

Элемент	1.02		2.02		3.02	4.02	20.02	21.02
	0–8 км	8–32 км	0–8 км	8–32 км				
Al	1,08	1,11	1,15	1,83	1,25	1,32	1,13	1,13
Fe	1,31	0,85	0,92	1,68	0,92	0,89	0,80	0,80
Ca	1,51	1,66	0,83	1,27	1,13	1,08	0,95	0,95
Na	1,18	1,43	1,61	2,70	1,74	1,74	1,2	1,2 0,51
K	0,44	0,51	0,41	0,78	0,61	0,61	0,54	
Mg	1,55	0,81	0,41	0,54	0,46	0,49	0,38	–
Ti	1,51	1,43	0,83	1,08	0,75	0,63	0,68	0,54
Mn	0,98	1,43	0,94	1,59	0,97	0,91	0,86	0,77
Ba	2,2	3,2	1,67	3,4	2,6	2,2	2,3	1,92
S	1,31	3,1	0,121	0,063	0,050	0,058	49	49
Sr	< 7,6	< 3,3	0,66	2,6	1,42	0,79	–	–
Cl	7900	4100	350	5,3	20	62	–	–
V	1,46	1,75	1,13	1,31	0,94	0,95	0,84	0,84
Rb	< 0,35	0,31	0,16	0,34	0,19	0,28	–	–
Cr	<15	<13	0,167	4,2	0,132	0,166	0,120	0,14
Zn	9,4	6,4	7,4	12,	5,2	2,8	–	–
Ce	0,66	0,71	0,61	0,72	0,98	0,82	0,87	0,54
Cu	29	16	4,7	7,7	3,7	1,72	3,4	1,5
La	1,64	0,60	0,58	0,88	0,69	0,58	0,61	0,51
Co	1,0	1,07	0,55	0,99	0,52	0,55	0,45	0,50
Sc	1,45	1,64	0,92	1,66	0,95	1,03	0,82	0,93
Pb	52	23	56	24	9,6	7,9	–	–
Th	0,49	0,44	0,59	0,98	0,67	0,60	–	–
Sm	0,68	0,83	0,79	0,29	1,00	0,73	–	–
Cs	0,18	0,16	0,12	0,23	0,95	0,55	–	–
Hf	1,28	1,49	1,79	3,2	2,1	1,92	1,82	1,63
Yb	0,89	1,32	0,91	1,75	1,50	1,20	–	–
As	370	460	36	80	28	17	25	14
Eu	0,72	0,84	0,90	1,62	1,12	1,06	1,02	0,92
W	5,9	8,3	1,79	2,8	< 0,60	< 0,73	–	–
Sb	304	260	33	66	32	17	27	14
Br	38000	13000	3500	1400	197	180	–	–
Cd	290	166	65	22	39	27	35	24
Hg	> 55000	> 76000	> 56000	> 6200	< 2500	> 1500	–	–
Se	3600	4900	320	630	240	122	214	110
Au	47	96	8,5	16	6,5	5,9	6,3	5,1
M, мкг/м ³	20	9,77	2100	250	620	145	–	–

Сходно поведение также элементов As, Sb, Se, Br, у которых наиболее высокое значение фактора обогащения в первый день измерений, резкое уменьшение (на порядок) во второй день, а затем регулярное уменьшение, причем у Br на третий день FE уменьшается еще в 15 раз. Самая высокая интенсивность эмиссии вулканического вещества в атмосферу наблюдалась 2 февраля. При этом факторы обогащения увеличились у элементов Na, Pb, Hg, Ca, а их заметное уменьшение наблюдалось у S, Mg, Cs, Rb, Cr, Co, имеющих $FE < 1$ и Cu, Ba, Sr, V, имеющих $FE > 1$. Особый случай представляет элемент S, у которого $FE < 1$ со 2 по 4 февраля и возрастает к 21 февраля до 49. Для данных, полученных при извержении Попокатепетля, для значительной части террогенных элементов (Fe, Al, Ca, K, Ti, Cr, Mn, Ga, Zr) получены очень низкие значения FE . Для большинства элементов отмечается увеличение фактора обо-

гашения вплоть до 14 января 1995 г. с последующим уменьшением FE , соответствующим сильному ослаблению интенсивности извержения.

Таблица 6

Коэффициенты обогащения FE (x) по Si для различных элементов в аэрозольных пробах при извержении вулкана Попокатепетль

Элемент	29.12.94	06.01.95	14.01.95	21.01.95	27.01.95	27–28.01.95	28.01.95
Fe	0,24	0,228	0,72	0,36	0,40	0,40	0,32
Al	1,04	1,20	1,64	1,36	1,12	1,24	1,60
Ca	0,48	0,52	0,84	0,68	0,68	0,72	0,72
S	1,92	340	432	364	180	592	436
P	≤ 4,4	< 7,2	21,2	≤ 7,6	≤ 4,8	≤ 6,0	6,8
Cl	28,8	44	144	100	26,4	52	68
K	0,16	0,20	0,20	0,12	0,32	0,28	0,28
Ti	0,36	0,24	0,48	0,52	0,48	0,48	0,44
Cr	0,72	0,44	3,00	2,16	0,60	1,24	0,76
Mn	0,12	0,22	0,60	0,15	0,27	0,32	0,24
Ni	0,37	0,33	2,24	0,80	0,56	0,92	0,80
Cu	8,4	2,08	18,0	3,16	0,96	1,36	2,40
Zn	1,12	0,64	7,2	2,32	1,56	2,64	2,44
Ga	0,23	0,19	2,44	1,56	0,52	≤ 0,44	1,20
Se	13,6	18,0	104	28	6,4	11,8	44
Br	10,4	12,4	48	19,8	22,4	12,8	9,2
Rb	0,18	0,22	2,16	1,32	0,48	0,64	1,08
Sr	0,40	0,40	0,44	0,92	0,56	0,68	0,44
Y	≤ 0,54	1,08	≤ 296	3,44	≤ 0,72	≤ 1,20	3,52
Zn	≤ 0,34	0,27	1,52	0,72	0,72	0,72	0,52
Hg	≤ 180	≤ 260	≤ 740	≤ 360	≤ 180	≤ 240	≤ 330
Pb	5,2	7,6	36	13,6	7,2	12,8	11,6

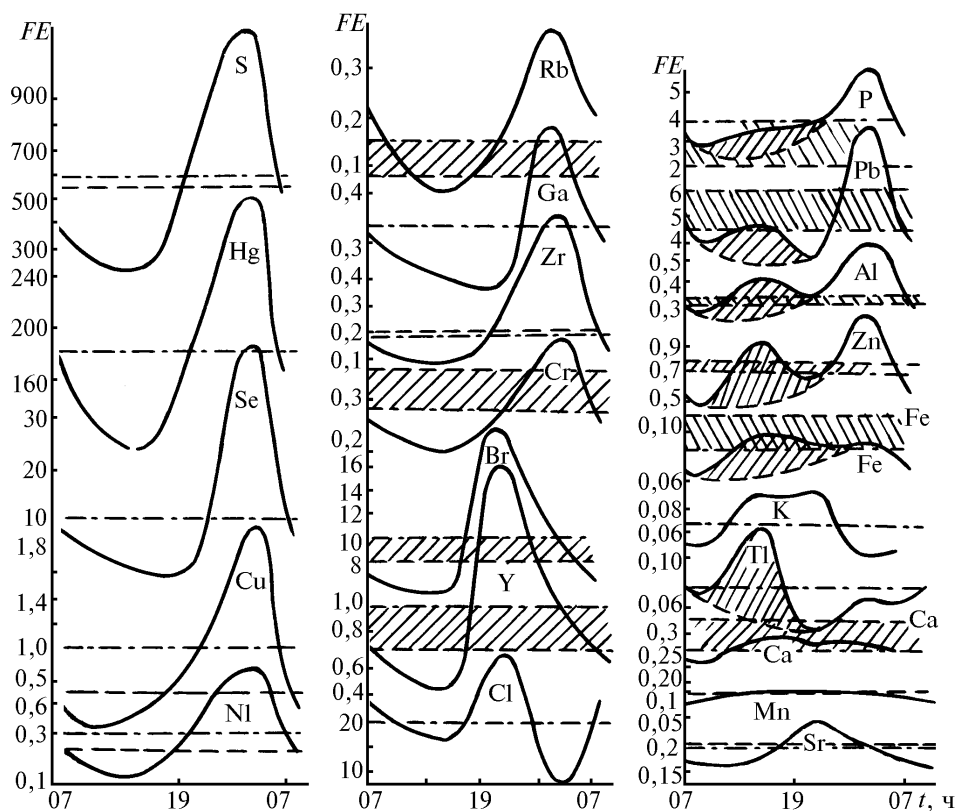


Рис. 9. Суточный ход факторов обогащения для разных элементов, г. Колима, декабрь 1994 г.

Для серы фактор обогащения с начала измерений был уже достаточно высоким $FE \approx 200$, а к 28 января он достиг значений 440–600. Также наблюдалась сильная зависимость факторов

обогащения для отдельных элементов от метеорологических условий: для S увеличение FE отмечалось в ночные и утренние часы, а для Cu, Br, Se в дневные.

Измерения элементного состава аэрозолей от вулкана Колима в декабре 1994 г. показали, что по суточному ходу фактора обогащения элементы можно разделить на несколько групп (рис. 9): 1) элементы S, Hg, Se, Cu, Ni, Rb, Ga, Zr, Cr, имеющие отчетливо выраженный максимум в ночное – предутреннее время (3–5 ч), 2) Br, Y, Cl с максимумом в 21–23 ч, 3) P, Pb, Al, Zn, Ti, которые кроме максимума в 3–5 ч имеют второй дополнительный максимум в полуденное время, очевидно, связанный с пылением почвы, 4) Fe, Ca, Mn, K, Sr, не имеющие отчетливо выраженного суточного хода FE , то есть ведущие себя так же, как Si.

В ряде работ [34–36] делались попытки найти закономерности поведения разных элементов в вулканическом материале. В частности, было показано, что в случае вулканических аэрозолей фактор обогащения сильно зависит от размеров частиц, которые содержат исследуемый элемент, а также от внешних условий измерений. Однако полученные данные по факторам обогащения для разных вулканов (15 случаев извержений) и по зависимости фактора обогащения элемента X от размеров частиц, содержащих этот элемент, характеризуются слишком широким разбросом значений для большинства элементов.

Проведение перенормировки данных по факторам обогащения по единой методике на состав земной коры показало, что данные существенно упорядочиваются при разделении на три группы: вдали от источника (авиационные и наземные измерения), вблизи лавового потока и над фумаролами и на фумарольных полях.

При таком разделении выявляются физически понятные закономерности изменения $FE(x)$: зависимости $FE(x)$ от температуры и мощности источника (глубины, с которой выбрасывается вулканическое вещество), а также от метеорологических условий, т.е. условий накопления аэрозолей в слое, где проводятся измерения.

Нами ранее с помощью каскадного импактора и трехслойных фильтров исследовался элементный состав разных фракций аэрозолей естественного происхождения (рис. 10). Было обнаружено некоторое сходство с распределением элементов в вулканических аэрозолях. Очень важно, что значительная часть элементов распределена не в одной, а в двух или даже в трех модах-фракциях. Весовые соотношения этих мод могут существенно меняться (в зависимости от температуры возгонки вещества и времени жизни частицы), что, безусловно, должно сказываться на вариации факторов обогащения.

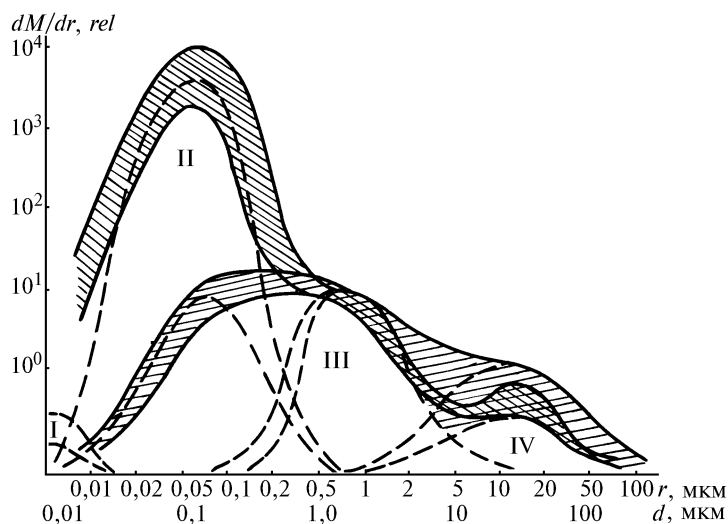


Рис. 10. Массовые распределения аэрозолей естественного происхождения для разных элементов (Памир, ледник Федченко, Алма-Ата, Астрофизический институт). Штриховые кривые: Br, Cr, Zn (основная доля во фракции II); Na, Cu, Sm, Hg (основная доля во фракции III). Сплошные кривые: Fe, Sc, Au, Sb, Ti, Pb (фракции III и IV)

5. Оптические свойства вулканической пыли

До настоящего времени выполнено множество наблюдений пространственно-временной структуры аэрозольной оптической толщины атмосферы в видимой области спектра после мощных вулканических извержений [37–40]. В зависимости от удаленности от источника аз-

розольные оптические толщины безоблачной атмосферы изменяются от 0,05 до нескольких единиц, причем в большом количестве случаев после первого максимума τ_a наблюдается второй, а в некоторых случаях и третий максимум τ_a для чистой атмосферы, превосходящие первый и обусловленные, в основном, химическим превращением газообразных продуктов эмиссии вулкана (сернистого газа) в аэрозоли (серную кислоту и сульфаты) [41].

Большинство спектральных измерений ослабления солнечной радиации вулканическими аэрозолями относятся к случаям, когда вклад сернокислотных и сульфатных аэрозолей в ослабление радиации является основным.

Однако в начальной стадии извержения, особенно при извержениях, когда вулканическая материя не достигает стратосферы, более существен вклад собственно пылевого вещества (первичных вулканических аэрозолей). В этом случае в спектральном ходе оптической аэрозольной толщи может наблюдаться максимум в области 500–700 нм (рис. 11) [42], который, возможно, отвечает за эффект аномального спектрального хода ослабления радиации в атмосфере. Отметим, что он часто наблюдается в сухих воздушных массах [43], а также при высокой прозрачности атмосферы в приземном слое [44].

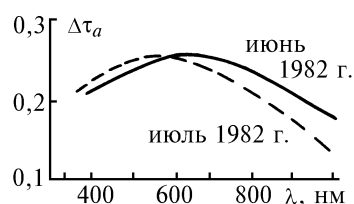


Рис. 11. Остаточная оптическая толщина атмосферы через 6 месяцев после извержения вулкана Эль-Чичон (данные Де Луси и др. [42])

Результаты расчетов спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления для трех характерных случаев распределения пылевых частиц вулканического происхождения в области длин волн 300–1000 нм, представленные на рис. 12, подтверждают возможность аномального спектрального хода аэрозольного ослабления. Расчеты проводились для двух постоянных показателей преломления: $n = 1,65$ и $1,50$ и с различным максимальным размером частиц: $d_1 = 1,0$, $d_2 = 2,0$, $d_3 = 15$ мкм.

Аномальный спектральный ход появляется при удалении из атмосферы основной массы гигантских пылевых частиц. В зависимости от высоты подъема факела пылевой материи это может произойти в период от нескольких суток до нескольких месяцев.

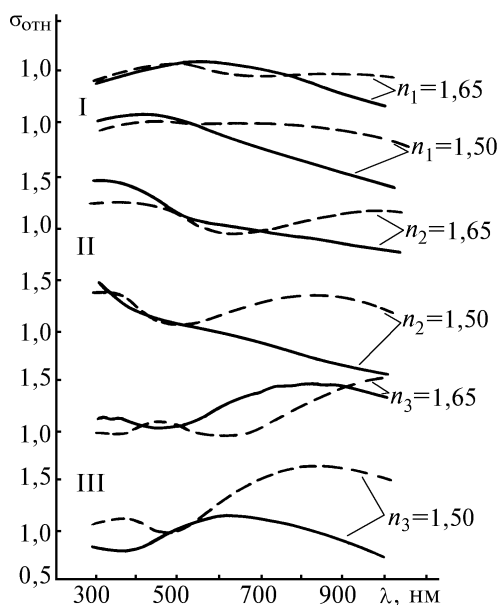


Рис. 12. Результаты расчетов относительных спектральных ходов коэффициента аэрозольного ослабления вулканической пыли при $r'_{\max} = 0,5$ мкм, $r''_{\max} = 1,0$ мкм, $r'''_{\max} = 15$ мкм. Распределения соответствуют данным табл. 2

Следует отметить, что результаты расчетов коэффициентов аэрозольного ослабления для показателя преломления $n_2 = 1,50$ лучше соответствуют результатам прямых спектральных наблюдений. Это может быть вызвано, в частности, использованием для модельных расчетов данных, в основе которых лежат результаты измерений фотоэлектрического счетчика, который калибруется по латексным частицам с показателем преломления $n = 1,50$, что может исказить истинную кривую распределения частиц по размерам, несколько смещая ее в сторону более крупных частиц. Кроме того, требуются измерения с более тонкой градацией частиц по размерам в области $0,8 \leq d \leq 2,0$ мкм. Однако это принципиально не изменит полученные результаты.

6. Заключение

Анализ экспериментальных исследований микроструктуры, химического и элементного состава, оптических свойств аэрозолей вблизи ряда вулканов при различных интенсивностях эмиссии диспергированного вещества, выполненных в разных метеорологических условиях, свидетельствует, что несмотря на значительное разнообразие полученных характеристик наблюдаются определенные особенности и сходство этих характеристик для вулканических аэрозолей. Важнейшими особенностями, отличающими их от аэрозолей другого происхождения, являются следующие:

1) В спектре размеров частиц вулканического происхождения при невысокой интенсивности извержения наблюдаются два характерных максимума в области $0,6 \leq d \leq 1,0$ мкм и $2,0 \leq d \leq 4,0$ мкм.

2) Морфологическая структура первичных аэрозольных частиц вулканического происхождения (пыли) соответствует в основном типу частиц диспергационного происхождения. Доля сернокислотных и сульфатных частиц вблизи вулкана возрастает лишь при длительной эмиссии сернистого газа.

На морфологической структуре частиц существенно сказывается относительная влажность воздушной среды.

3) Элементный состав пылевой фракции вулканических аэрозолей характеризуется явным обогащением легко летучими элементами типа Zn, Cu, As, Sb, Hg, Pb, а также заметным обогащением элементов, характерных для аэрозолей конденсационного (химического и фотохимического) происхождения: S, Se, Cl.

Содержание разных элементов в аэрозолях определяется типом эмиссии вулканического вещества (энергией взрыва, температурой, длительностью действия вулкана), удаленностью от источника и метеоусловиями, при которых проведены заборы проб.

4) Вулканические аэрозоли первичного происхождения могут быть ответственны за аномальный спектральный ход аэрозольной оптической толщины атмосферы.

В заключение автор выражает благодарность сотрудникам аэрозольной лаборатории НИИФ СПбГУ за выполнение исследований и помощь в работе над статьей, а также руководству университета шт. Колима за предоставленные возможности исследований вулканических аэрозолей.

1. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли / М.Л. Асатуров, М.И. Бudyко, К.Я. Винников и др. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
2. Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоздат, 1991.
3. Ивлев В.С., Жуков В.М., Кудряшов В.И., Михайлов Е.Ф. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. N 10. С. 1249–1267.
4. Michalsky J.J., Pearson E.W., Le Baron B.A. // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. ND 5. P. 5677–5688.
5. Michelangeli D.V., Allen M., Yung Y.L. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. ND 15. P. 18429–18443.
6. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 224 с.
7. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
8. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.
9. Басов Л.Л., Ивлев Л.С., Сирота В.Г., Смышляев С.П. // Журнал экологической химии. 1992. N 1. С. 77–86.
10. Schoeberl M.R., Bhartia P.K., Kilsenrath E., Torres O. // Geoph. Res. Lett. 1993. V. 20. N 1. P. 29–32.
11. Chuan R.L., Palais J., Rose W.J. et al. // Atmos. Chem. 1986. N 4. P. 467–477.
12. Ивлев Л.С., Карпов Г.А., Кист А.А. и др. // Вулканология и сейсмология. 1986. N 1. С. 32–42.
13. Knollenberg R.G., Huffman D. // Geophys. Res. Lett. 1983. N 10. P. 102–1028.

14. Ivlev L.S., Galindo J., Kudryashov V.I. // *Internat. Geophys.* 1996 (in print).
15. Ивлев Л.С., Ионин В.А., Семова А.Ю., Спажаккина Н.К. // *Труды ГТО им. А.И. Воейкова.* 1972. Вып. 293. С. 161–172.
16. Lane S.J., Gilbert J.S., Hilton M. // *Bull. Volcanol.* 1993. V. 55. P. 481–488.
17. Seblacek W.A., Mroz E.J., Lazrus A.L., Gandrud B.W. // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 3741–3776.
18. Chuan R.L., Woods D.G., McCormick M.P. // *Science.* 1983. V. 211. P. 830–832.
19. Heintzenberg J. // *Tellus.* 1989. V. 41 B. N 2. P. 149–160.
20. Deepak A., Vox J.P. // In: *Atmos. Aer.* / Ed. A. Deepak. 1982. P. 79–110.
21. Kasten F. // *J. Appl. Meteorol.* 1968. V. 7. N 5. P. 944–947.
22. Ивлев Л.С. // *Проблемы физики атмосферы.* 1978. Вып. 14. С. 89–96.
23. Ивлев Л.С. *Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.* Л.: Изд. ЛГУ, 1982. 366 с.
24. *Химия нижней атмосферы* / Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
25. Миклешанский А.З., Яковлев Ю.В., Меняйлов И.А. и др. // *Геохимия.* 1975. N 11. С. 1652–1661.
26. Hinkley T.K. // *Bull. Volcanol.* 1991. V. 53. P. 395–400.
27. Buat-Menard P., Arnold M. // *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. N 4. P. 387–392.
28. Symonds R.B., Reed M.H., Rose W.J. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. N 5. P. 633–672.
29. Hinkley T.K., Le Cloarec M.F., Lambert G. // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. N 15. P. 3255–3263.
30. Rampino M.P., Self S. // *Quart. Res.* 1982. V. 18. P. 127–143.
31. *Краткий справочник по геохимии.* М.: Недра, 1977. 184 с.
32. Lepel E.A., Stefansson K.M., Zoller W.H. // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. N C12. P. 6213–6220.
33. Ivlev L.S., Galindo J. // In *Proceed. 11 Aerosol Conference, Pittsburg, 10–13 October 1995.*
34. *Forecasting Volcanic Events* / Ed. H. Tazieff, J.C. Sabroux. Elsev, 1983. 584 p.
35. Quisefit J.P., Bergametti G., Vie Le Sage R. Le Guern F. C.R. // *Acad. Sci. Paris.* 1981. V. 293. P. 325–328.
36. Lambert G., Le Cloarec M.F., Pennisi M. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 39–42.
37. Egan W.G. // *Appl. Optics.* 1984. V. 23. N 7. P. 1013–1020.
38. Hay J.E., Darbu R. // *Atmosphere – Ocean.* 1984. V. 22. N 3. P. 354–368.
39. Davis J.A., Schroeder R., McArthur L.J.B. // *Tellus.* 1988. V. 40B. P. 154–160.
40. Amman M., Burtscher H. // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. N B 11. P. 19705–19711.
41. Ивлев Л.С., Сирота В.Г., Хворостовский С.Н. // *Оптика атмосферы.* 1990. Т. 3. N 1. С. 37–43.
42. De Luisi J.J., Dutton E.G., Coulson C.L. et al. // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. N C11. P. 6769–6772.
43. Авдюшин С.И., Артемкин Е.Е., Емельянов В.И., Микиров А.Е. // *Вопросы оптики атмосферы.* Труды ИПГ. 1980. Вып. 40. С. 65–73.
44. Родионов С.Ф. *Электрофизические исследования атмосферы на Эльбрусе.* Л.: Гидрометеоздат, 1970. 125 с.

Институт физики при
Санкт-Петербургском университете

Поступила в редакцию
9 апреля 1996 г.

L. S. Ivlev. **Microstructural Features of Volcanic Aerosols.**

Based on the volcanic aerosols dispersity data analysis, the conclusion about the particle distribution patterns governed by volcano activity has been done. Peaks of the bulk distribution function in the diameter ranges of $\sim 2 \mu\text{m}$, $0.9\text{--}0.6 \mu\text{m}$, and $d > 0.5 \mu\text{m}$ have been found. Particles with size of $d = 0.9\text{--}0.6 \mu\text{m}$ are supposed to be responsible for the anomalous spectral behavior of the aerosol attenuation. Regularities in the enrichment factors behavior for a number of chemical elements in volcanic aerosols have been discovered to be determined by intensity, time elapsed from the start of emission, and site of aerosol sampling. In particular, enrichment factor for S was found to increase with time. For a number of easy volatile metals an increase of enrichment factor with height was found.