

**К.Я. Кондратьев**

## Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок.

### 3. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

*НИИ Центр экологической безопасности РАН/Международный Нансеновский фонд окружающей среды  
и дистанционного зондирования, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 16.09.2005 г.

Обсуждены результаты полученных за последние несколько лет оценок прямого и косвенного (через посредство изменений альbedo облаков и интенсивности осадков в результате обусловленного аэрозолем влияния на микроструктуру облаков) аэрозольного радиационного возмущающего воздействия (АРВВ). Продемонстрирована сложность подобных оценок, определяемая разнообразием типов аэрозоля и наличием их сильной пространственно-временной изменчивости. Проанализированы возможности оценок АРВВ в рамках моделей глобального климата, и высказаны соображения о перспективах дальнейших исследований.

#### Введение

$$\Delta T_s = \lambda \Delta F,$$

Проблема воздействия аэрозоля на климат отнюдь не является новой [5]. Уже давно стала ясной, например, важная роль стратосферного аэрозоля как климатообразующего компонента атмосферы, которая проявляется в глобальных масштабах в периоды крупных вулканических извержений [27]. Значительно более сложны механизмы влияния тропосферного аэрозоля на климат [6, 7, 29, 30]. Последние годы отмечены попытками учета аэрозоля в глобальных трехмерных моделях климата. Примерами подобных исследований могут служить работы Quaas и др. [42] и Watterson и Dix [61]. В первой из этих работ выполнено «ансамблевое» численное моделирование климата за период 1930–1989 гг. с учетом влияния на климат пяти парниковых газов (ПГ) ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFC-11, CFC-12) и сульфатного аэрозоля. Ограничение учетом только чисто рассеивающего сульфатного аэрозоля (рассмотрен период 1881–2100 гг., т.е. осуществлен и прогноз климата) характерно и для работы [61]. Естественно, что учет лишь чисто рассеивающего аэрозоля порождает эффект похолодания климата. Впрочем Watterson и Dix [61] рассмотрели не только прямое (ADE), но и косвенное (AIE) влияние аэрозоля на климат (через посредство обусловленного аэрозолем изменения микрофизических и оптических свойств облаков), которое может быть не только отрицательным, но и положительным.

Напомним, что радиационное возмущающее воздействие (РВВ)  $\Delta F$  определяется как разность эффективных потоков коротковолновой или длинноволновой радиации на уровнях верхней границы атмосферы или подстилающей поверхности. В случае среднеглобальной приземной температуры воздуха

где  $\lambda$  — чувствительность климатической системы к РВВ.

Согласно Quaas и др. [42] среднегодовые среднеглобальные значения радиационного возмущающего воздействия на уровне верхней границы атмосферы, рассчитанные с учетом только ПГ, возросли от  $0,74 \text{ Вт/м}^2$  (1930 г.) до  $2,07 \text{ Вт/м}^2$  (1989 г.). Прямое аэрозольное РВВ (АРВВ) за счет сульфатного аэрозоля усилилось за рассматриваемый период с  $-0,2$  до  $-0,5 \text{ Вт/м}^2$ , тогда как первое косвенное РВВ (КРВВ), определяемое изменениями альbedo облаков, варьировало от  $-0,6$  до  $-1,3 \text{ Вт/м}^2$ . Если считать компоненты АРВВ аддитивными, то суммарное АРВВ должно было оказаться слабо отрицательным в период 1930–1980 гг. (при минимуме  $-0,25 \text{ Вт/м}^2$  в 1956 г.), а затем смениться положительным (до  $0,27 \text{ Вт/м}^2$  в 1989 г.). Важно, что подобная эволюция определяется главным образом изменениями первого КРВВ, причем второе (очень ненадежно оцениваемое) КРВВ вообще не принималось во внимание. «Парниковое» РВВ в условиях безоблачной атмосферы примерно на  $0,1-0,2 \text{ Вт/м}^2$  интенсивнее, чем происходящее при средних условиях облачности (это различие определяется влиянием облачности верхнего яруса, усиливающей парниковый эффект). Вклад аэрозоля в формирование длинноволнового АРВВ сравнительно мал, но существен.

Суммарный парниковый эффект атмосферы (GHE) можно определить как

$$\text{GHE} = [\varepsilon \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon) F_s \downarrow] - F_{\text{TOA}} \uparrow,$$

где  $\varepsilon$  — излучательная способность подстилающей поверхности;  $\sigma$  — постоянная Стефана–Больцмана;  $F_s \downarrow$  и  $F_{\text{TOA}} \uparrow$  — потоки длинноволновой радиации на

уровнях подстилающей поверхности (противоизлучение атмосферы) и верхней границы атмосферы (уходящее излучение). Если  $f$  — количество облаков, то в условиях частичной облачности

$$\text{GNE}^a = f\text{GNE}^{cc} + (1 - f)\text{GNE}^{cf}.$$

Здесь индексы  $a$ ,  $cc$  и  $cf$  обозначают соответственно условия реальной и сплошной облачности, а также ясного неба. Уже было отмечено, что как правило,  $\text{GNE}^{cc} > \text{GNE}^{cf}$ . Важное обстоятельство состоит в том, что оценки РВВ в рамках модели климата и по данным о радиационных потоках оказываются различными. Разности значений РВВ для ясного и облачного неба равны соответственно 0,23–0,49 и 0,13–0,37 Вт/м<sup>2</sup>, что можно объяснить влиянием учета облачной обратной связи в модели климата.

Pirjola и др. [41] поставили вопрос о том, насколько важен учет процесса нуклеации при численном моделировании в региональном/глобальном масштабах. Понимание существенной роли мелкодисперсного аэрозоля в формировании климата и его влияния на здоровье человека стимулировало интерес к исследованиям подобного аэрозоля, который, как правило, является вторичным как продукт газофазной трансформации: нуклеации и последующего роста частиц. Благоприятствует такого рода исследованиям совершенствование аппаратуры, позволяющей в настоящее время измерять характеристики частиц размером более 3 нм. В свободной тропосфере (вблизи испаряющихся облаков, в морском пограничном слое атмосферы и в бореальных лесах) было обнаружено такое интересное явление, как «взрывное» образование частиц.

Как отметили Pirjola и др. [41], в этой связи были предложены различные механизмы нуклеации, объясняющие образование новых частиц. Возможные механизмы включают (в условиях реальной атмосферы): классическую теорию бинарной нуклеации  $\text{H}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$  с последующим образованием гидратов; предложенную позднее теорию тройной нуклеации ( $\text{H}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O—NH}_3$ ), образование димеров и ионно-индуцированную нуклеацию. Претерпевающие процесс нуклеации частицы, характерный размер которых составляет около 1 нм, не представляют, однако, интереса до тех пор, пока их размеры не увеличиваются до обнаружимых, причем рост частиц зависит от наличия конденсируемых паров. С другой стороны, происходит уменьшение счетной концентрации частиц, обусловленное их коагуляцией.

Численное моделирование процессов нуклеации и последующего роста частиц в контексте их параметризации в региональных и глобальных моделях представляет собой трудную задачу. Очень важно выяснить в этой связи, при каких условиях вновь образовавшиеся путем нуклеации частицы способны преодолевать «коагуляционный барьер», вырастать до размеров частиц Айткена и далее — до облачных ядер конденсации, т.е. становиться существенными с точки зрения воздействия на климат. На основе использования модели AEROFOR динамики аэрозоля Pirjola и др. [41] выполнили

анализ роли процессов нуклеации в образовании аэрозоля. Предполагается, что в дополнение к другим конденсируемым парам в атмосфере присутствуют пары серной кислоты, принимающие участие в процессах как нуклеации, так и конденсации.

Полученные в работе [41] результаты свидетельствуют о том, что нуклеация является существенным процессом в атмосфере почти всегда, исключая такие случаи, когда концентрация конденсируемых паров не оказывается достаточно высокой для того, чтобы претерпевающие нуклеацию частицы были способны достигать размеров частиц Айткена и обеспечивать рост концентрации частиц больше 20 нм по крайней мере на 10%. Таким образом, параметризация процесса нуклеации должна стать неотъемлемым компонентом моделей климата. Развитие подобного процесса сильно зависит от общего числа участвующих в нуклеации частиц, суммарной концентрации конденсируемых паров ( $\text{H}_2\text{SO}_4$  и пары органических соединений), а также от счетной концентрации и микроструктуры частиц, существовавших ранее (от конденсационного стока). Численное моделирование показало, что если суммарная концентрация конденсируемых паров выше  $(1\text{--}5) \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$ , а счетная концентрация подвергшихся нуклеации частиц превосходит  $100\text{--}3000 \text{ см}^{-3}$ , но меньше  $10^7\text{--}10^8 \text{ см}^{-3}$ , то, в зависимости от интенсивности конденсационного стока (в условиях чистой морской, сельской и городской воздушных масс), частицы способны достаточно быстро достигать размера 20 нм.

Как отметили Andreae и др. [10], в прошлом и в настоящее время вклад аэрозоля как фактора похолодания климата был значительным, но в будущем он может существенно ослабиться за счет мер по снижению уровня загрязнений атмосферы. Естественно, что подобная ситуация должна способствовать интенсификации процесса глобального потепления.

Важный прогресс в численном моделировании климата с целью оценок воздействий аэрозоля в условиях Арктики был достигнут Ну и др. [23]. Как известно, большое внимание привлек за последние десятилетия определяемый расчетными данными эффект усиления процесса «парникового» потепления климата в высоких широтах [30]. С другой стороны, анализ данных наблюдений не выявил наличия над Арктическим океаном подобного эффекта [12, 25]. Поэтому несомненно существенны полученные в работе [23] на основе использования региональной модели климата NARCM оценки количественного вклада аэрозоля в формирование арктического климата с учетом прямого и косвенного воздействия аэрозоля различных типов, включая сульфаты, арктическую дымку, «черный углерод» (BC), морские соли, органические соединения и пыль. Важные выводы в этой связи состоят в обнаружении зависимости климатического воздействия аэрозоля от его микроструктуры и химического состава, а также от высокого уровня среднегодового наземного АРВВ за счет сульфатного аэрозоля, достигающего  $-7,2 \text{ Вт/м}^2$ .

Хотя независимые («изолированные») оценки АРВВ довольно условны, их многочисленность и определенная содержательность побуждают дополнить опубликованные ранее обзоры по этой проблематике [2, 6, 7, 29, 38].

## 1. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

Поскольку проблема АРВВ довольно подробно обсуждалась ранее [3, 4, 6, 7], ограничимся рассмотрением более поздних результатов. Оценки АРВВ возможны путем расчетов на основе использования заданных моделей атмосферы. Однако недостаточная адекватность подобных моделей побудила Costa и др. [16, 17] прибегнуть к восстановлению необходимых параметров аэрозоля по данным спутникового дистанционного зондирования при помощи как низкоорбитальных (LEO), так и геостационарных (GEO) спутников (в случае LEO значения аэрозольной оптической толщины (АОТ) найдены по данным аппаратуры GOME для глобального мониторинга озона). Применение подобного подхода проиллюстрировано в работе [17] результатами определения АРВВ на уровне верхней границы атмосферы для трех ситуаций: 1) мощные выносы сахарского пылевого аэрозоля на акваторию Атлантического океана в июне 1997 г.; 2) дальний перенос продуктов сжигания биомассы над Атлантическим океаном в 2000 г.; 3) выбросы пылевого аэрозоля в регион Индийского океана (2000 г.). При этом достоверность результатов восстановления АОТ ( $\tau_a$ ) проконтролирована сравнением с данными сети AERONET солнечных фотометров. При АОТ  $> 0,4$  погрешности значений АОТ составили  $0,02 \pm 0,16\tau_a$ . Расчеты значений потока уходящей коротковолновой радиации (служащих источником информации для оценок АРВВ) обеспечили достижение погрешностей не более  $\pm 15\%$ .

Moorthy и др. [39] и Satheesh и др. [44–51] получили оценки АРВВ на уровне подстилающей поверхности (ПП) и верхней границы атмосферы (ВГА), используя в качестве входной информации результаты наблюдений спектральной АОТ, массовой концентрации и микроструктуры аэрозоля (включая отдельные измерения массовой концентрации ВС), выполненных в регионе Аравийского моря в период между муссонами в рамках полевого наблюдательного эксперимента ARMEX-II [39]. Среднее значение АОТ на длине волны 500 нм над океаном (по данным судовых наблюдений) составило около 0,44, а на прилегающих территориях суши — примерно 0,47 (на плато в центре Индийского субконтинента АОТ достигала  $\sim 0,61$ ). Свойства аэрозоля характеризовались специфическими особенностями, зависящими от траекторий его дальнего переноса. Более высокие значения АОТ и более «плоский» спектр АОТ соответствовали случаям адвекции воздушных масс из западных регионов Азии, а также из северо-западного региона и с Западного побережья Индии. Доля ВС в общей массе аэрозоля составляла лишь  $\sim 2,2\%$  (в прибрежных регионах

Индии в течение того же времени года эта доля достигает примерно 6%).

Аэрозоль из ВС имеет главным образом антропогенное происхождение как продукт внутреннего сгорания и обуславливает значительное поглощение коротковолновой радиации. Естественно, что содержание ВС над океаном меньше, чем над сушей, но даже в атмосфере удаленных регионов Тихого и Атлантического океанов, а также в Антарктике было обнаружено значительное количество ВС, что можно объяснить влиянием дальнего переноса с континентов. Из данных наблюдений в тропиках Индийского океана, проведенных в 1998–1999 гг., следует, например, что массовая концентрация ВС варьировала в пределах  $1,5\text{--}2,8 \text{ мкг/м}^3$  (что эквивалентно 6–14% суммарной массы аэрозоля).

В рамках полевого наблюдательного эксперимента ARMEX, частью которого были исследования композитного и черного углеродного аэрозоля в 2003 г. в периоды между муссонами и во время летнего муссона, Babu и др. [11] осуществили судовые измерения массовой концентрации аэрозоля (МКА) над прибрежной частью Аравийского моря. Анализ результатов наблюдений показал, что суточный ход МКА был слабым в марте и полностью отсутствовал в мае–июне. Наблюдалось непрерывное уменьшение МКА от  $\sim 700 \text{ нг/м}^3$  (это соответствует доле массы, равной 2,5%) в марте до  $\sim 104 \text{ нг/м}^3$  (0,5%) в июне. Соответствующие значения аэрозольного радиационного возмущающего воздействия уменьшились от  $\sim 70 \text{ Вт/м}^2$  зимой до  $\sim 30 \text{ Вт/м}^2$  в период между муссонами и  $45 \text{ Вт/м}^2$  во время муссона.

Полученные в работе [39] оценки средних значений АРВВ дали  $-27 \text{ Вт/м}^2$  (ПП) и  $-12 \text{ Вт/м}^2$  (ВГА), т.е. радиационное возмущающее воздействие для атмосферы составило  $+15 \text{ Вт/м}^2$  (если напомнить, что «парниковое» РВВ составляет около  $2,5 \text{ Вт/м}^2$ , то становится очевидной острая актуальность адекватного учета воздействия аэрозоля на климат). Уровень АРВВ существенно зависит от специфики дальнего переноса аэрозоля. В условиях адвекции из Западной Азии и с Западного побережья Индии АРВВ усиливалось до  $-40$  до  $-57 \text{ Вт/м}^2$  (ПП), а для атмосферы достигало  $27\text{--}39 \text{ Вт/м}^2$ . Если же преобладала адвекция из региона Бенгальского залива и из Центрального региона Индии, то соответствующие значения АРВВ уменьшались до  $-19$  и  $+10 \text{ Вт/м}^2$ . В недавних публикациях Satheesh и др. [44–50] содержится детальная информация о результатах исследований АРВВ.

В частности, согласно [49] средние значения АРВВ (ВГА) над северной частью Аравийского моря (до  $12^\circ \text{ с.ш.}$ ) в периоды зимнего (летнего) муссонов составили  $-6,1$  ( $-14,3$ )  $\text{Вт/м}^2$  и уменьшались к югу до значений  $-3,8$  ( $-3,4$ )  $\text{Вт/м}^2$  на экваторе. Что касается АРВВ (ПП), то оно уменьшалось от  $-16,2$  ( $-15,2$ )  $\text{Вт/м}^2$  на севере Аравийского моря до  $-5,5$  ( $-3,5$ )  $\text{Вт/м}^2$  на экваторе. В Северном регионе Аравийского моря мгновенные значения АРВВ (ПП) могли достигать  $-50 \text{ Вт/м}^2$ , уменьшаясь с широтой при градиенте около  $3 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{град широты)}$ .