

---

## 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КЛИМАТ

**Ведущие авторы:** И. Л. Кароль, А. И. Решетников

**Авторы:** Е. Л. Махоткина, Н. Н. Парамонова, О. М. Покровский

**Рецензент:** А. С. Гинзбург

---

### 4.1. Парниковые газы атмосферы

К парниковым газам (ПГ) относятся такие составляющие атмосферы естественного и антропогенного происхождения, которые поглощают и излучают радиацию в том же инфракрасном диапазоне, что и поверхность земли, атмосфера и облака. Основными парниковыми газами являются: диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ), метан ( $\text{CH}_4$ ), закись азота ( $\text{N}_2\text{O}$ ), тропосферный озон ( $\text{O}_3$ ) и водяной пар ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Существует также ряд других парниковых газов чисто антропогенного происхождения, такие как галогенуглероды, подпадающие под действие Монреальского протокола (МП, 1988).

Земля непрерывно получает энергию от Солнца, равную  $342 \text{ Вт/м}^2$ . Наибольшая доля ее приходится на видимую и ближнюю инфракрасную области спектра (диапазон  $0,4\text{--}2,0 \text{ мкм}$ ). Около  $58\%$  ( $198 \text{ Вт/м}^2$ ) солнечной радиации достигает поверхности земли; из них  $49\%$  ( $168 \text{ Вт/м}^2$ ) поглощается континентами и океанами и лишь  $8\%$  ( $30 \text{ Вт/м}^2$ ) отражается в мировое пространство. Примерно  $22\%$  ( $77 \text{ Вт/м}^2$ ) радиации рассеивается молекулами воздуха, аэрозолем и облачностью и также отражается в мировое пространство. Остальные  $20\%$  солнечной радиации ( $67 \text{ Вт/м}^2$ ) поглощаются атмосферой и облаками. Таким образом, всего в мировое пространство отражается  $30\%$  солнечной радиации.

Чтобы сбалансировать поглощенную системой атмосфера — земная поверхность солнечную радиацию, такое же ее количество ( $235 \text{ Вт/м}^2$ ) в виде инфракрасного потока должно излучаться обратно в мировое пространство (диапазон излучения  $4,0\text{--}100 \text{ мкм}$ ). В результате у поверхности земли устанавливается глобальная равновесная температура воздуха, равная примерно  $14^\circ\text{C}$ .

Земная атмосфера состоит из смеси хорошо перемешанных газов, основные из которых азот ( $\text{N}_2$ ) с объемной концентрацией  $78\%$ , кислород ( $\text{O}_2$ ) —  $20,8\%$ , аргон ( $\text{Ar}$ ) —  $0,9\%$ , диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ) —  $0,038\%$ . Остальные атмосферные газы имеют объемные концентрации не более  $2 \cdot 10^{-3}\%$ . Их принято называть малыми газовыми примесями атмосферы ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$  и др.). Концентрация водяного пара в отличие от других газов в большей степени зависит от температуры воздуха и может изменяться по объему от  $0,2\%$  в Арктике до  $2,6\%$  в тропической зоне. Практически все атмосферные газы обладают колебательными полосами поглощения в инфракрасной области спектра. Если полосы поглощения атмосферных газов имеют достаточную интенсивность и расположены в тепловой области спектра электромагнитного излучения, где сосредоточена основная часть излучения земной поверхности, то, поглощая излучение от земной поверхности, они создают тем самым парниковый эффект.

Под парниковым эффектом понимается поглощение атмосферой теплового излучения поверхности земли и переизлучение части этого поглощения обратно к земной поверхности, препятствуя тем самым потере потока этого излучения в мировое пространство. С увеличением содержания парниковых газов в атмосфере количество поглощенной ими тепловой радиации и, следовательно, переизлучаемой в направлении земной поверхности увеличивается, что, в свою очередь, приводит к повышению температуры воздуха у поверхности земли.

Наличие в атмосфере Земли парниковых газов естественного происхождения ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  и  $\text{O}_3$ ) обеспечивало существование парникового эффекта и в доиндустриальный период. Если бы эти газы полностью отсутствовали в атмосфере

ре, то средняя за год глобальная температура воздуха у поверхности земли была бы равной примерно  $-19^{\circ}\text{C}$ . Это означает, что существование живых организмов и биосферы было бы невозможно на большей части земного шара.

Основной причиной резкого изменения газового состава атмосферы явилась интенсификация хозяйственной деятельности человека — увеличение потребления энергии в результате сжигания ископаемого топлива и выброса в атмосферу продуктов этого сжигания, расширение производств, связанных с потреблением ископаемого топлива (черная и цветная металлургия, производство цемента), интенсификация лесопользования и расширение сельскохозяйственного производства. Хозяйственная деятельность также приводит к сокращению площади лесов, нарушению естественной поверхности почвы, что способствует ослаблению роли естественных стоков парниковых газов, которые ранее частично нейтрализовывали дополнительную эмиссию парниковых газов в атмосферу.

Однажды попав в атмосферу, парниковый газ может оставаться в ней очень длительное время, способствуя тем самым дальнейшему потеплению климата. Время жизни газов в атмосфере определяется рядом факторов, таких как скорость их усвоения океаном, растительным покровом, почвой, химическим взаимодействием с другими газовыми составляющими атмосферы или диссоциацией под действием солнечного излучения. Под временем жизни газа в атмосфере понимается период, в течение которого концентрация однажды эмитированного в атмосферу парникового газа может уменьшиться в “e” раз. Долгоживущие в атмосфере газы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ) являются химически устойчивыми и существуют от десятилетий до столетия и более. Так, например, исследования показывают, что после попадания  $\text{CO}_2$  в атмосферу потребуются примерно 30 лет, чтобы только 30% этого газа было выведено из атмосферы в результате естественных процессов; еще 30% может быть удалено за несколько столетий и, наконец, 20% может оставаться в ней в течение многих тысяч лет (Forster et al., 2007). Вместе с тем среднее время жизни  $\text{CO}_2$  принимается равным 100 лет. Что касается других газов, то время их жизни изменяется в довольно широких пределах:  $\text{CH}_4$  — 12 лет,  $\text{N}_2\text{O}$  — 120 лет, других малых газовых составляющих в диапазоне от 10 до 50 000 лет. Поскольку указанные газы существуют длительное время в атмосфере, они хорошо перемешиваются и поэтому их глобальная концентрация может определяться с высокой степенью точности по данным нескольких станций. Ниже даются краткие сведения об основных свойствах парниковых газов.

**Диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ )** является наиболее важным по влиянию на климат парниковым газом.

Как показали измерения концентрации  $\text{CO}_2$  в пузырьках воздуха в датированных кернах Антарктиды и Гренландии, до начала индустриализации (примерно середина XVII века) его средняя глобальная концентрация в атмосфере составляла  $280 \pm 10$  млн<sup>-1</sup> и в течение последних 10 000 лет изменялась в пределах от 260 до 280 млн<sup>-1</sup>. Эти изменения были обусловлены естественными причинами. В докладе МГЭИК (Forster et al., 2007) отмечается беспрецедентное по скорости увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере за последние 250 лет. После 1750 г. концентрация  $\text{CO}_2$  увеличилась на 35% и в 2005 г. составила 379 млн<sup>-1</sup> (рис. 4.1a).

Увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  было вызвано антропогенной эмиссией. Согласно оценкам МГЭИК, примерно 57% антропогенной эмиссии  $\text{CO}_2$  остается в атмосфере, 30% поглощается океаном, а остальная часть усваивается биосферой (Forster et al., 2007). За последние 10 лет увеличение средней глобальной концентрации  $\text{CO}_2$  было значительным и составило 1,9 млн<sup>-1</sup>/год.

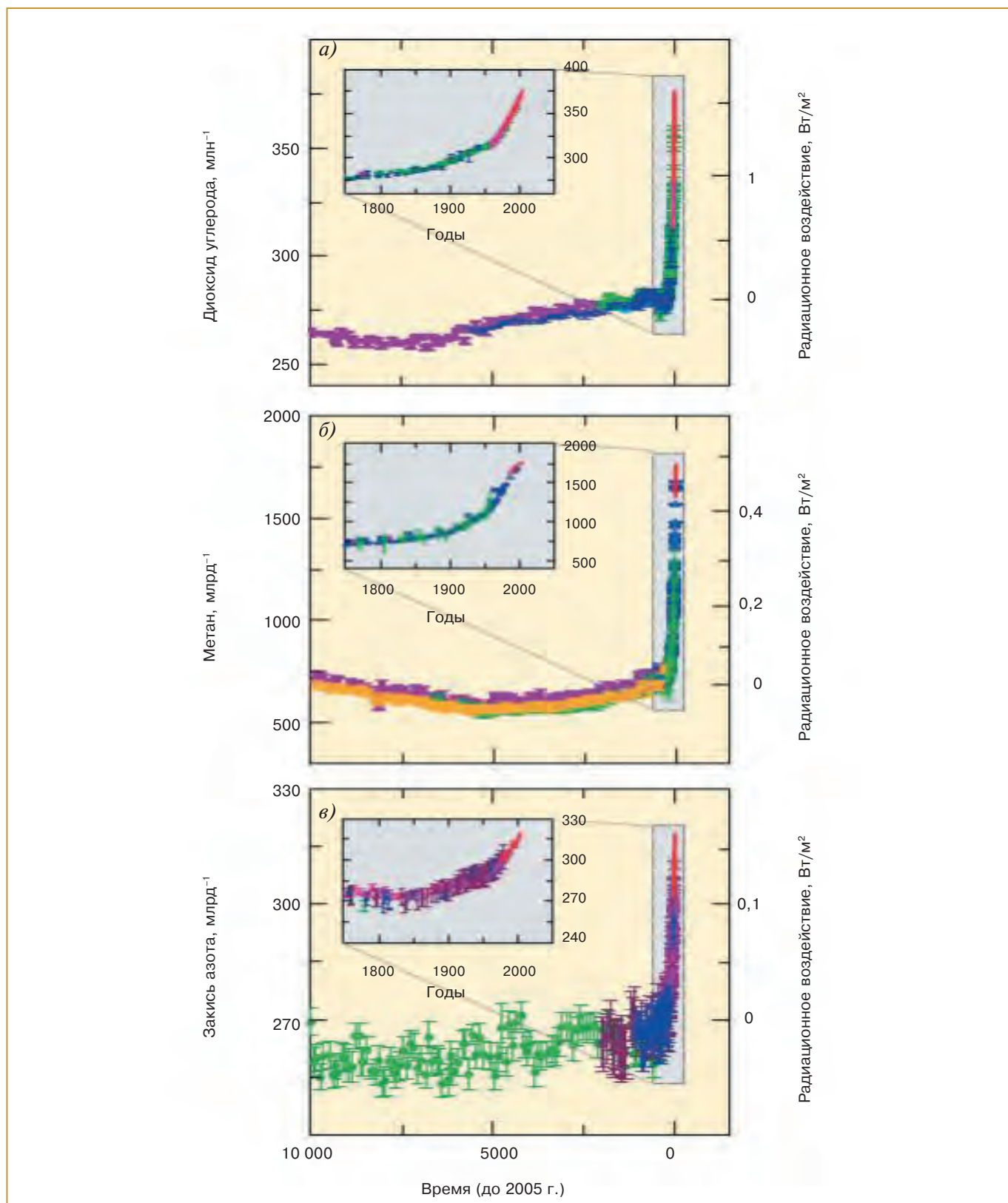
Временной ход концентрации  $\text{CO}_2$  на российской станции Териберка (рис. 4.2) показывает, что средний за 17 лет тренд  $\text{CO}_2$  составил 1,7 млн<sup>-1</sup> в год при значительных сезонных колебаниях 15–20 млн<sup>-1</sup>.

Средняя годовая эмиссия ископаемого углерода в виде  $\text{CO}_2$  увеличилась от  $5,4 \pm 0,3$  млрд. т в 1980–1989 гг. до  $6,4 \pm 0,4$  млрд. т в 1990–1999 гг. и до  $7,2 \pm 0,3$  млрд. т в период 2000–2005 гг. Эмиссия, связанная с изменением землепользования, составила в 1990-х годах 0,5–2,7 млрд. т. В результате увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  за последние 250 лет на 100 млн<sup>-1</sup> в атмосфере накопилось 212 млрд. т углерода (или 780 млрд. т диоксида углерода). В доиндустриальный период природная среда обеспечивала баланс между объемами естественной эмиссии  $\text{CO}_2$  в атмосферу и его стоками в океан и биосферу. В связи с увеличением антропогенной нагрузки на природную среду она уже оказалась не в состоянии компенсировать это возрастающее воздействие. Поэтому газовый состав атмосферы будет меняться в результате увеличения концентрации указанных ПГ, по крайней мере, в течение первой половины XXI века.

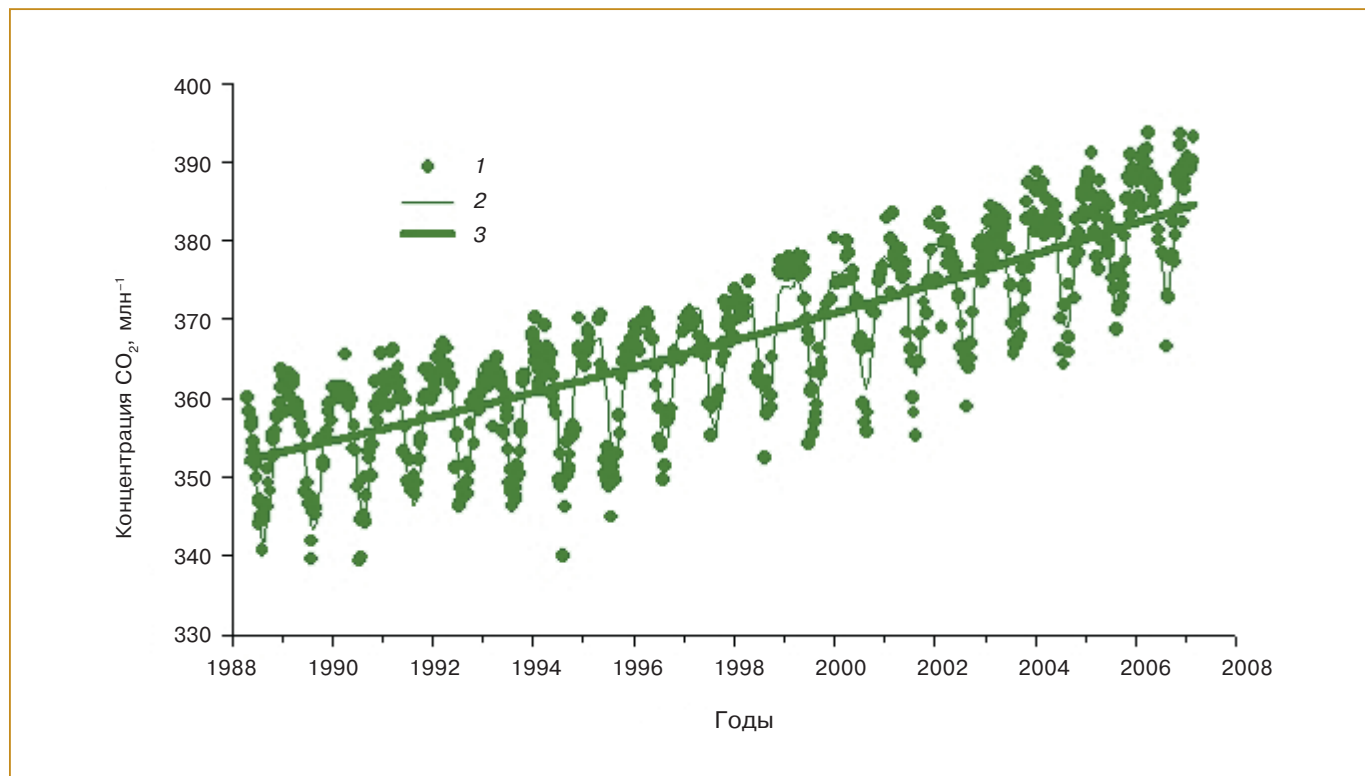
При потеплении климата возникает ряд положительных обратных связей в углеродном цикле. Так, например, с повышением температуры поверхности океана уменьшается растворимость  $\text{CO}_2$  в океане и тем самым уменьшается его сток из атмосферы. Более того, увеличение положительного вертикального градиента температуры в океане будет способствовать уменьшению вертикального обмена воды и дальнейшему повышению температуры у его поверхности.

**Метан ( $\text{CH}_4$ )** является вторым по значимости после  $\text{CO}_2$  парниковым газом. Его концентрация увеличилась с 715 млрд<sup>-1</sup> в доиндустриальный пе-

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ



**Рис. 4.1.** Временной ход концентрации диоксида углерода (а), метана (б) и закиси азота (в) в атмосфере за последние 10 000 лет (крупная панель) и начиная с 1750 г (вставка). Результаты измерений в ледовых отложениях (символы разного цвета и конфигурации) указаны по результатам разных исследователей (IPCC, 2007) и измерений в атмосфере (красная кривая). Шкала оценок соответствующих измеренным концентрациям радиационных воздействий приведена на больших панелях с правой стороны.



**Рис. 4.2.** Временной ход концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере на станции Териберка за период наблюдений с 1988 г. (Парамонова и др., 2001). 1 — измерения, 2 — сглаженный ход, 3 — многолетний тренд  $\text{CO}_2$ .

риод до  $1774 \text{ млрд}^{-1}$  в 2005 г., т. е. в 2,5 раза. Концентрация метана в атмосфере за последние 10 тыс. лет медленно увеличивалась с  $580$  до  $730 \text{ млрд}^{-1}$  и за последние 250 лет увеличилась на  $1000 \text{ млрд}^{-1}$  (рис. 4.1б). В конце 1970-х и начале 1980-х годов скорость увеличения концентрации метана в атмосфере была максимальной и составляла около 1% в год. Однако с начала 1990-х годов она значительно уменьшилась, и за период 1999–2005 гг. увеличение его концентрации фактически прекратилось. Несмотря на замедление увеличения концентрации метана за последние 15 лет, наблюдается его значительная межгодовая изменчивость, причины которой недостаточно ясны.

Измерения концентрации метана на станции Териберка показывают, что его концентрация также была подвержена значительным межгодовым колебаниям при положительном линейном тренде  $0,9 \text{ млрд}^{-1}$  в год за последние 10 лет (рис. 4.3). Аналогичные колебания концентрации  $\text{CH}_4$  наблюдаются и на других станциях, расположенных в том же широтном поясе. При этом все три станции дают одинаковые тренды увеличения концентрации метана.

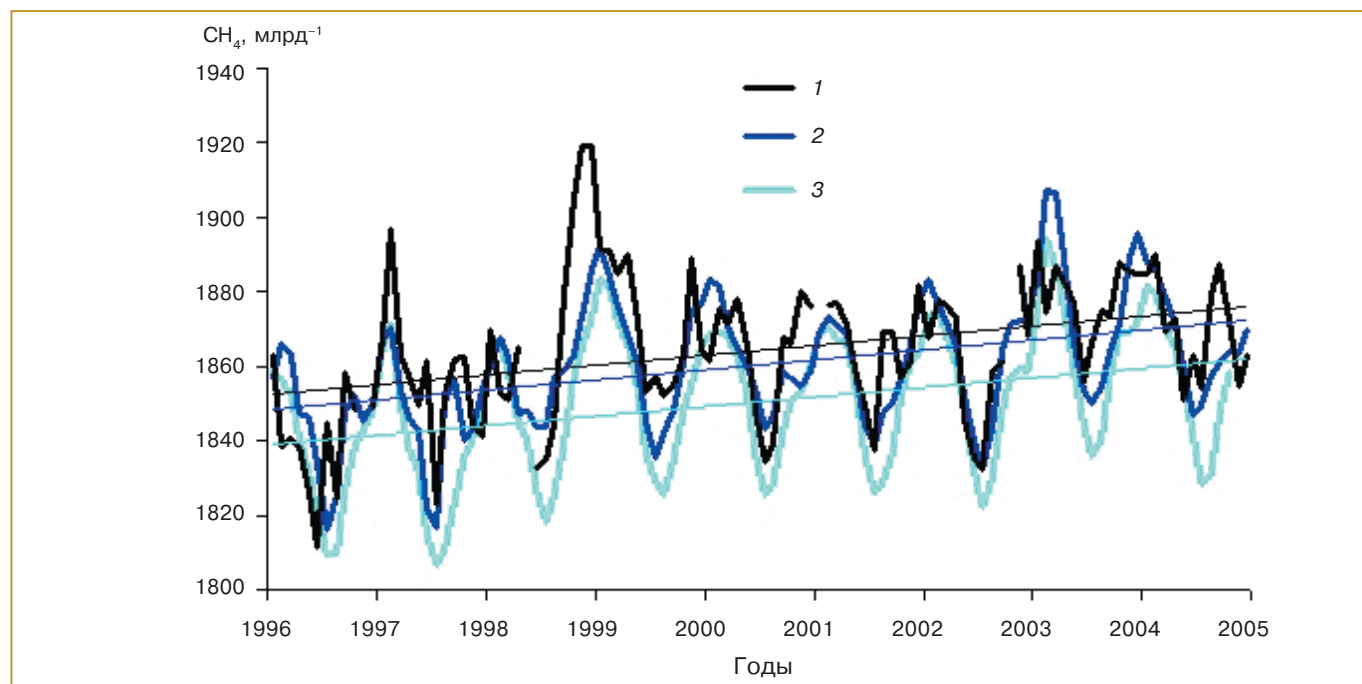
**Закись азота ( $\text{N}_2\text{O}$ ).** Концентрация  $\text{N}_2\text{O}$  в 2005 г. составила  $319 \text{ млрд}^{-1}$  и увеличилась на 18% по сравнению с доиндустриальным периодом ( $270 \text{ млрд}^{-1}$ ). Это увеличение было примерно ли-

нейным (рис. 4.1в) и составило  $0,8 \text{ млрд}^{-1}/\text{год}$  за последние несколько десятков лет. Данные ледниковых кернов показывают, что за последние 10 тыс. лет концентрация  $\text{N}_2\text{O}$  от естественных источников изменилась менее чем на 3%. В настоящее время примерно 40%  $\text{N}_2\text{O}$ , поступающего в атмосферу, обусловлено хозяйственной деятельностью (удобрения, животноводство, химическая промышленность), однако существует большая неопределенность в оценках эмиссии как от антропогенных, так и природных источников.

$\text{N}_2\text{O}$  принадлежит важная роль в химии атмосферы, ибо этот газ является источником двуокиси азота  $\text{NO}_2$ , разрушающей стратосферный озон. В тропосфере  $\text{NO}_2$  способствует образованию озона и в значительной степени определяет химический баланс. Оценки показывают, что большая часть эмиссии закиси азота отмечается в тропиках — 52–68% выброса  $\text{NO}_2$  по сравнению с 32–48% в средних и высоких широтах обоих полушарий. Причем эмиссия закиси азота океаном южных широт составляет  $0,9 \text{ млн. т/год}$ , или 5% общей эмиссии  $\text{N}_2\text{O}$ , которая оценивается в  $18 \text{ млн. т/год}$  (Nevison et al., 2005).

**Тропосферный озон ( $\text{O}_3$ ).** Являясь парниковым газом, тропосферный озон оказывает как прямое влияние на климат через поглощение длинноволновой радиации Земли и коротковолновой радиа-

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ



**Рис. 4.3.** Временной ход концентрации метана на станции Териберка (1) за период 1996–2005 гг. (Парамонова и др., 2001). Для сравнения приводятся изменения концентрации CH<sub>4</sub> на станциях Барроу (США) (2) и Алерт (Канада) (3). Прямые — линейные тренды.

ции Солнца, так и косвенное через химические реакции, которые изменяют концентрации других парниковых газов, например, метана (тропосферный озон необходим для образования важного окислителя парниковых газов — радикала ОН). Увеличение концентрации тропосферного озона с середины XVIII века является третьим по величине положительным радиационным воздействием на атмосферу Земли после диоксида углерода и метана (Forster et al., 2007). Основной причиной увеличения концентрации тропосферного озона является рост антропогенной эмиссии предшественников озона — химических соединений, необходимых для формирования озона, — главным образом углеводородов и окислов азота. В целом содержание озона в тропосфере определяется процессами его образования и разрушения в ходе фотохимических реакций с участием предшественников озона, имеющих как естественное, так и антропогенное происхождение, а также процессами переноса озона из стратосферы (где его содержание значительно больше) и поглощением озона поверхностью земли. Время жизни тропосферного озона составляет до нескольких месяцев, что значительно меньше, чем у других парниковых газов (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>). Концентрация тропосферного озона значительно изменяется во времени, по пространству и высоте, и ее мониторинг является значительно более сложной задачей, чем мониторинг долгоживущих хорошо перемешанных в атмосфере парниковых газов.

В течение XXI века из-за увеличения антропогенной эмиссии предшественников озона в результате развития мировой экономики и роста населения (особенно в Юго-Восточной Азии, Центральной и Южной Америке, Африке) влияние тропосферного озона на климатическую систему будет оставаться значительным.

**Газы техногенного происхождения.** К газам техногенного происхождения относятся галогенизированные газы метанового и этанового рядов, а также гексафторид серы SF<sub>6</sub>, в основном техногенного происхождения, отличающиеся очень большим временем жизни и высоким парниковым потенциалом, что, несмотря на их малые концентрации в атмосфере, приводит к достаточно большому суммарному вкладу в парниковый эффект и позволяет им занять третье место по их значимости после диоксида углерода и метана. Большинство из них стали продуктом выбросов в атмосферу только в XX веке, поскольку использовались в качестве хладагентов в холодильниках, аэрозольных распылителях в качестве растворителей, а также при производстве пластмасс. Все эти газы в своем составе содержат от одного до нескольких атомов галогенов (обычно это атомы хлора или фтора, или обоих элементов). Из-за высокой химической активности атома хлора (образующегося при фотодиссоциации молекул CFC1 в стратосфере под действием коротковолнового солнечного излучения) по отношению к озону промышленное производство этих газов было ограничено или зап-

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

**Таблица 4.1.** Концентрации парниковых газов техногенного происхождения (млрд<sup>-1</sup>) в тропосфере в 2004 г. и их изменения с 1998 г. (Forster et al., 2007)

Химическое соединение	Концентрация, млрд <sup>-1</sup>	Изменения за 1998–2004 гг., %
Фреон-11 (CFC-11) — CFCl <sub>3</sub>	254	-3
Фреон-12 (CFC-12) — CF <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	540	1
Фреон-113 (CFC-113) — C <sub>2</sub> F <sub>3</sub> Cl <sub>3</sub>	94	-5
Фреон-140 — CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	22	0
Тетрахлорметан — CCl <sub>4</sub>	94	-6
Фреон-22 (HCFC-22) — HClF <sub>2</sub>	164	25
Фреон-23 (HFC-23) — CHF <sub>3</sub>	18	36
Фреон-141b (HCFC-141b) — H <sub>3</sub> C-CCl <sub>2</sub> F	17	81
Фреон-142b (HCFC-142b) — H <sub>3</sub> C-CClF <sub>2</sub>	15	50
HFC-134a (HFC-134a) — CH <sub>2</sub> FCl <sub>3</sub>	30	275
Гексафторид серы — SF <sub>6</sub>	5	32
Фреон-14 — CF <sub>4</sub>	73	0

*Примечание.* Схема обозначения фреонов: первая цифра — число атомов углерода в молекуле минус 1, вторая цифра — число атомов водорода плюс 1, третья цифра — число атомов фтора. В соответствии с указанной схемой CFCl<sub>3</sub> обозначается как F-11, C<sub>2</sub>F<sub>3</sub>Cl — F-115 (атом хлора в аббревиатуру фреонов не включен).

решено Монреальским протоколом (МП, 1988). Еще более химически активными соединениями по отношению к озону являются галогенированные углеводороды (получившие название галоны), молекулы которых содержат атомы брома. Галоны до их запрета в основном использовались в качестве пенообразующих жидкостей для систем тушения пожаров. Характеристики газов, производство которых ограничено Монреальским протоколом, приведены в табл. 4.1. В соответствии с протоколом химической промышленности, производящей эти вещества, предписано перейти на производство веществ с аналогичными химическими свойствами, но с ограниченным временем жизни в тропосфере. Уменьшение времени жизни галогенированных углеводородов было достигнуто за счет частичной замены атомов активного хлора на водород. Другой группой соединений, заменивших озоноопасные фреоны, стали фторуглероды, которые не содержат атомов брома или хлора.

**Водяной пар (H<sub>2</sub>O).** В глобальной атмосфере содержится около 1% водяного пара по объему. Его распределение по земному шару очень неравномерно и значительно зависит от температуры воздуха, которая определяет влагоемкость атмосферы. По этой же причине время жизни водяного пара в атмосфере достаточно мало и составляет примерно 10 суток. Водяной пар вносит значительный вклад в парниковый эффект с сильной положительной обратной связью. Так, увеличение температуры воздуха вызывает увеличение влагосодержания атмосферы при примерно сохранении относительной влажности, что вызывает усиление парникового эффекта и тем самым способствует дальнейшему повышению температуры воздуха.

Влияние водяного пара может также проявляться через увеличение облачности и изменение количества осадков. Хозяйственная деятельность человека также может вносить некоторый вклад в эмиссию водяного пара в атмосферу преимущественно при ирригации в сельском хозяйстве. Однако этот вклад по отношению к естественному переносу водяного пара в атмосферу от поверхности земли составляет менее 1%. Непосредственная эмиссия водяного пара в атмосферу посредством сжигания природного топлива намного меньше того влияния, которое может оказывать сельскохозяйственная деятельность. Скорее, влияние водяного пара проявляется опосредованно через потепление климата, обусловленное другими внешними причинами. Водяной пар, наряду со способностью поглощать радиацию практически во всем инфракрасном диапазоне, также является и источником ОН-радикалов, которые являются чрезвычайно активными окислителями и в значительной степени (несмотря на весьма малые концентрации (~10<sup>5</sup>–10<sup>7</sup> (1/см<sup>3</sup>))) определяют химический состав тропосферы.

#### 4.2. Радиационное воздействие парниковых газов на климат

Воздействие на радиационный режим атмосферы — основной механизм антропогенного влияния на глобальную климатическую систему. Вклад парниковых газов атмосферы составляет основную часть этого воздействия. Оно состоит в увеличении поглощения длинноволновой инфракрасной (ИК) радиации, излучаемой в основном подстилающей поверхностью, молекулами парниковых газов при

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

повышении их содержания в атмосфере. Поглощенная ИК радиация излучается вверх в космос и вниз к земной поверхности, вызывая повышение температуры тропосферы. Положительная обратная связь между температурой и влажностью воздуха существенно усиливает поглощение ИК радиации, увеличивая температуру тропосферы.

Водяной пар поглощает излучение Солнца в ближней ИК области спектра и тепловое излучение земной поверхности почти на всех частотах (длинах волн  $\lambda$ ) инфракрасного излучения, кроме так называемого “окна прозрачности”  $\lambda = 8\text{--}12$  мкм, где это поглощение существенно меньше. Поэтому эффективность воздействия ПГ определяется тем, как полосы их поглощения расположены относительно окна. Так,  $\text{CO}_2$  имеет максимум поглощения при  $\lambda = 15$  мкм. Метан, закись азота, хлорфторуглероды (ХФУ) и другие ПГ также имеют максимумы полос поглощения в окне или у его границ. У большого числа малых газов атмосферы (ХФУ, соединения азота) интенсивность поглощения ИК излучения линейно увеличивается с увеличением их содержания в столбе атмосферы, однако для “главных” ПГ:  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$  эта интенсивность примерно пропорциональна квадратному корню из этого содержания, а для  $\text{CO}_2$  — его логарифму (Shine et al., 1990).

Для оценки радиационного воздействия парниковых газов и других радиационно-активных примесей атмосферы введена его характеристика для некоторого промежутка времени  $t_1 < t < t_2$ . На некотором уровне атмосферы в начальный  $t_1$  и в конечный  $t_2$  моменты этого промежутка определяются эффективные потоки — разности потоков солнечной и ИК (тепловой) радиации “сверху”  $F\downarrow$  и “снизу”  $F\uparrow$ . Разность эффективных потоков на уровне тропопаузы в конце и в начале периода ( $t_1$ ;  $t_2$ ) называется радиационным воздействием радиационно-активных примесей (газов) при следующих условиях:

а) содержание оцениваемой примеси изменяется в рассматриваемый период;

б) температура тропосферы в этот период не изменяется, температура стратосферы тоже не изменяется, такое радиационное воздействие называется мгновенным;

в) в стратосфере температура в конце периода  $t_2$  считается радиационно-равновесной, при которой приток радиационной энергии в каждом слое равен ее оттоку (см. (Shine et al., 1990; Forster et al., 2007; Hansen et al., 2005)). В этом случае воздействие называется “приспособленным” или просто “радиационным воздействием”.

В последнем случае для большого класса ПГ с примерно постоянным по высоте отношением смеси в тропосфере (к ним относятся  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  и техногенные газы) имеет место пропорциональность радиационного воздействия и изменения темпера-

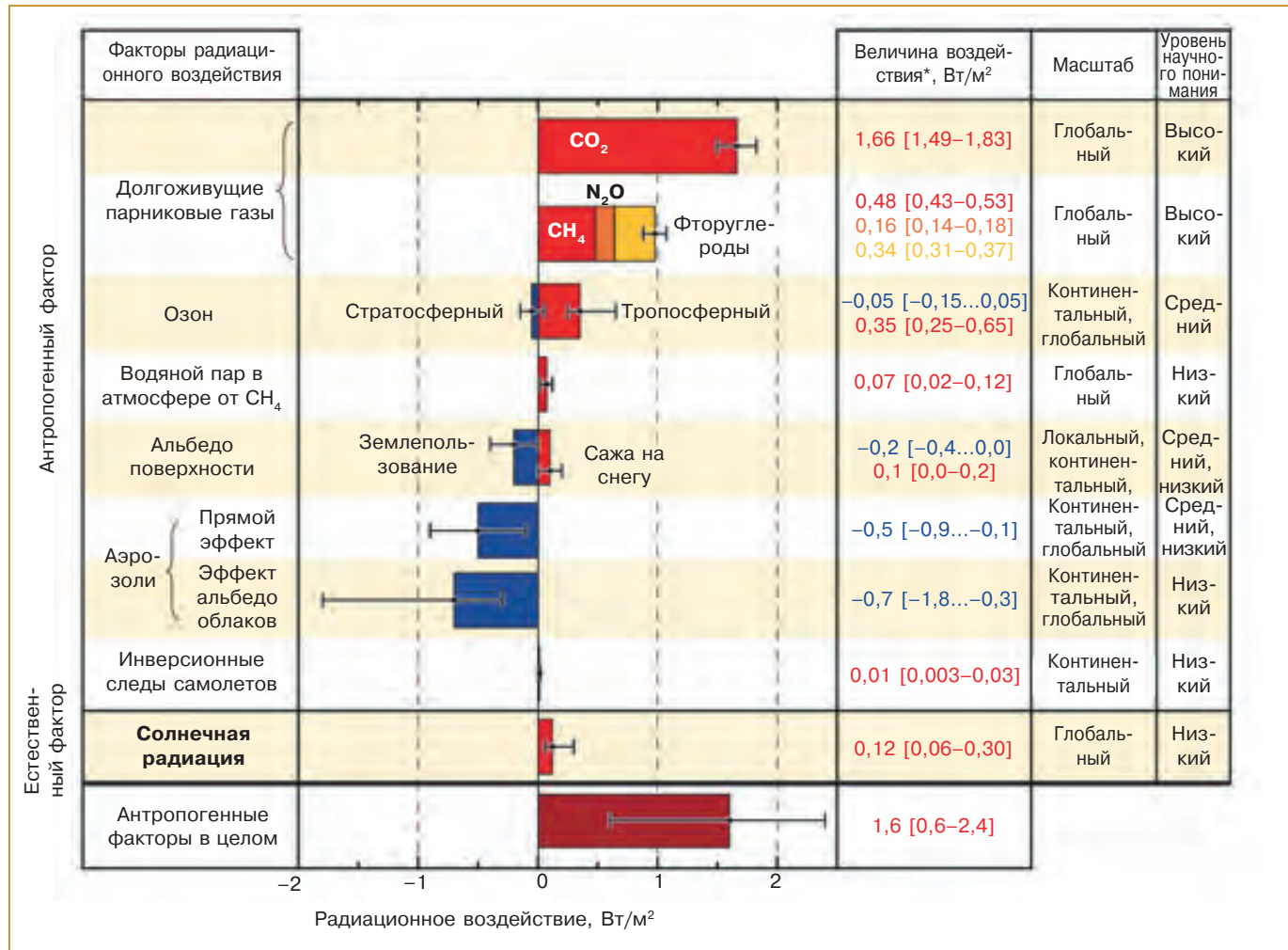
туры приземного воздуха, обусловленная лишь изменением радиационного режима. Коэффициент пропорциональности оказывается примерно одинаковым для указанных выше ПГ и равным  $0,3\text{--}0,5$  К/(Вт/м<sup>2</sup>) (Shine et al., 1990; Hansen et al., 2005).

Иногда за уровень определения эффективных потоков радиации принимают условную верхнюю границу атмосферы. С недавнего времени рассматривается и “наземное” радиационное воздействие, в котором эффективные потоки рассчитываются на уровне подстилающей поверхности при неизменной температуре приземного воздуха (Hansen et al., 2005). Подобные определения связаны с использованием этой характеристики для оценки эффектов радиационно-активных примесей на разных уровнях в атмосфере. Так, реальная температура стратосферы обычно мало отличается от радиационно-равновесной, а условие равенства температуры в начале и в конце периода вводится для исключения влияния изменения температуры на потоки ИК радиации и выделения радиационных эффектов оцениваемой радиационно-активной примеси в “чистом виде”. Радиационные изменения на подстилающей поверхности или эффекты аэрозольных слоев в нижней и средней тропосфере, как правило, не проявляются в стратосфере и потому их удобнее оценивать с помощью “наземного” воздействия. Воздействие “взрывных” возмущений типа крупных извержений вулканов лучше оценивать как мгновенные (Вулканы, 1986; Hansen et al., 2005).

Анализ влияния радиационно-активной примеси на радиационный и тепловой режимы атмосферы показывает, что помимо прямого воздействия они производят еще и ряд косвенных эффектов. Так, фотохимически активные ПГ  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$  изменяют содержание других газов (озон, окислы азота,  $\text{H}_2\text{O}$  в стратосфере), вносящих вклад в радиационное воздействие.

Антропогенные выбросы окиси углерода ( $\text{CO}$ ) в промышленных регионах и при лесных пожарах служат источником озона в тропосфере. Аэрозоли существенно влияют на микрофизические и оптические свойства облаков — сильнейших регуляторов радиационных потоков в атмосфере, а также загрязняют снежный покров, уменьшая его альбедо. В связи с этим появилось уточнение определения радиационного воздействия в виде эффективного воздействия, которое включает дополнительные изменения потоков радиации, вызванные косвенными эффектами. Иногда эти дополнительные изменения выделяют в отдельное радиационное воздействие, “прилагаемое” к основному прямому и оцениваемое по изменению содержания вызывающего его агента (Hansen et al., 2005). Это воздействие выражают в процентах от величины основного или оценивают его отдельно в тех же единицах — Вт/м<sup>2</sup>. В докладах МГЭИК и в научной литературе большое распространение получи-

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ



**Рис. 4.4.** Оценки среднеглобального радиационного воздействия радиационно-активных факторов от доиндустриальной эры до 2005 г. Неопределенности оценок среднего глобального радиационного воздействия при каждой широкой полосе обозначены жирными линиями с усами, характеризующими диапазон значений, в котором может изменяться воздействие в соответствии с уровнем современных знаний при доверительном уровне значимости 90%. Приведенные оценки также указывают на пространственные масштабы воздействия и не включают эффект перехода линейных конденсационных следов транспортной авиации в облачность (Solomon et al., 2007).

ли их оценки за период от начала индустриальной эры до последних лет (2005 г.). Эти оценки делаются с использованием трехмерных климатических моделей для описания их косвенного воздействия. Например, в работе (Hansen et al., 2005) представлены оценки глобальных радиационных воздействий для основных радиационно-активных факторов за период 1750–2000 гг., рассчитанные с помощью трехмерной модели глобальной атмосферы.

На рис. 4.4 приводятся оценки радиационного воздействия на климат основных парниковых газов и аэрозолей. Согласно (Forster et al., 2007), все долгоживущие парниковые газы и озон дают по-

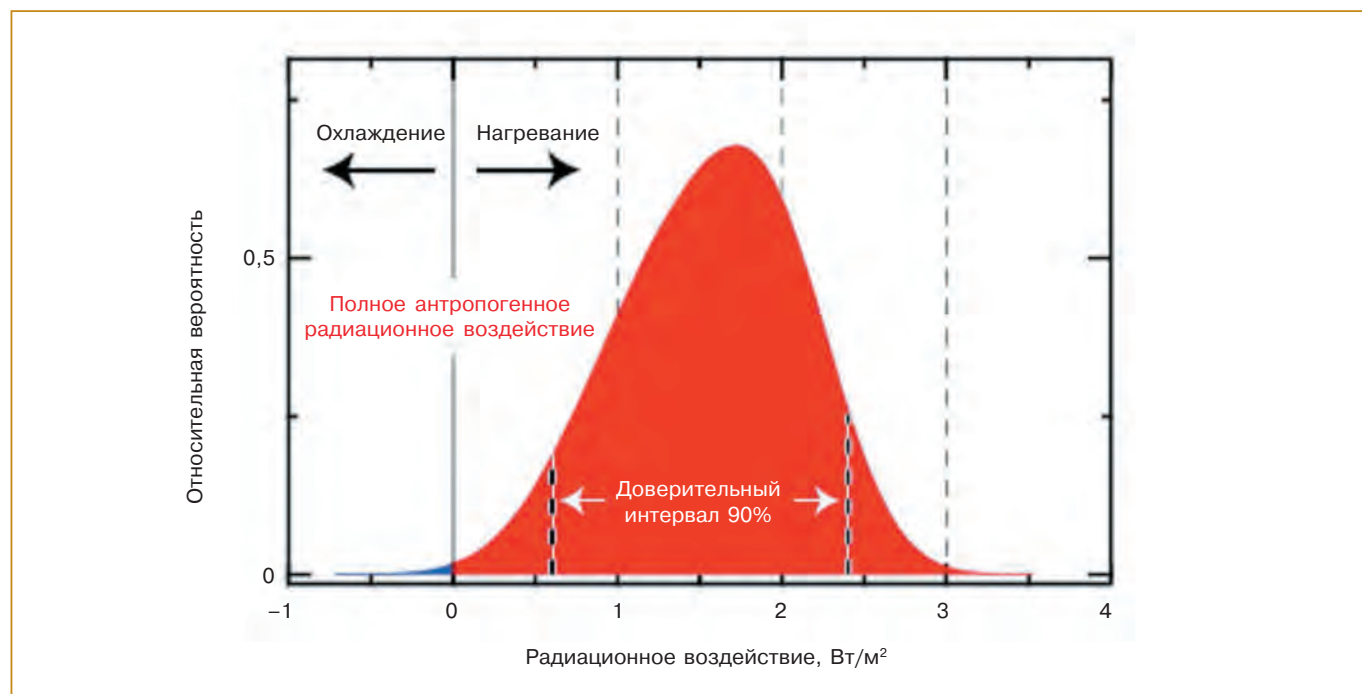
ложительное радиационное воздействие ( $2,9 \pm 0,3$  Вт/м<sup>2</sup>). Причем те из них, которые вызваны хозяйственной деятельностью, достаточно хорошо изучены. При этом вклад CO<sub>2</sub> составил 57%, CH<sub>4</sub> — 16%; N<sub>2</sub>O — 6%; ХФУ — 12%. Увеличение содержания тропосферного озона также вызывает потепление (12%), а стратосферного, наоборот, похолодание (-2%).

Аэрозольные частицы оказывают влияние на радиационное воздействие посредством отражения и поглощения солнечной и длинноволновой радиации в атмосфере. Некоторые типы аэрозоля создают положительное воздействие, другие — отрицательное.

\* Цифры в квадратных скобках здесь и далее указывают пределы возможных изменений величины по экспертным оценкам с вероятностью 90%.



#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ



**Рис. 4.5.** Распределение вероятностей среднеглобального суммарного радиационного воздействия антропогенных факторов, указанных на рис. 4.4, по их наилучшим оценкам с учетом погрешностей. Более пологий спад распределения слева в сторону меньших значений связан с неопределенностью оценок отрицательных значений аэрозольных воздействий (Solomon et al., 2007).

Прямое радиационное воздействие, просуммированное по всем типам аэрозоля, является отрицательным и составляет  $-0,5 \pm 0,4$  Вт/м<sup>2</sup>. Аэрозоли также создают отрицательное радиационное воздействие опосредованно путем изменения свойств облаков ( $-0,7$  [от  $-0,9$  до  $-0,1$ ] Вт/м<sup>2</sup>). Однако достоверность этих оценок намного ниже тех, что получены для парниковых газов, а механизмы их радиационных воздействий еще недостаточно изучены (Forster et al., 2007; Hansen et al., 2005). Суммарное аэрозольное воздействие, включающее прямой эффект и опосредованный, вызванный изменением облачного альбедо, является отрицательным ( $-1,3 \pm 0,8$  Вт/м<sup>2</sup>). В результате суммарное радиационное воздействие антропогенных факторов, связанных с изменением всех парниковых газов и аэрозолей, составляет  $1,6$  [от  $0,6$  до  $2,4$ ] Вт/м<sup>2</sup>. На рис. 4.5 представлено распределение вероятности суммарного антропогенного радиационного воздействия на глобальную климатическую систему от парниковых газов и аэрозолей до 2005 г. (Solomon et al., 2007).

При выработке стратегии ограничения антропогенного воздействия на климат предложены сравнительные индексы, характеризующие вклады воздействующих факторов в изменение климата для разных временных масштабов. Таким индексом является потенциал глобального потепления, в основе которого лежат оценки радиационного

воздействия. Абсолютным потенциалом глобального потепления отдельной радиационно-активной примеси  $X$  для периода времени  $0 < t < T$  называют интеграл от его радиационного воздействия для переменного периода  $0 < t$  по указанному выше периоду длиной  $T$ , который принят равным 20, 100 и 500 лет для оценок коротко-, средне- и долгопериодных изменений климата.

Относительный потенциал глобального потепления некоторой радиационно-активной примеси  $X$  есть отношение абсолютного потенциала этой примеси  $X$  к абсолютному потенциалу для некоторого “стандартного” ПГ  $A$ , за который принят диоксид углерода. При этом считается, что в начальный момент времени  $t = 0$  в атмосферу попадает одно и то же количество молекул (или масса) примесей  $X$  и  $A$  (условно 1 кг) (Forster et al., 2007). Абсолютный потенциал глобального потепления, очевидно, существенно зависит от времени жизни  $\tau$  радиационно-активной примеси в атмосфере и максимален для периода  $T$ , близкого к этому времени. Относительно слабое радиационное воздействие  $\text{CO}_2$  приводит к потенциалу глобального потепления, большему единицы для всех других ПГ. Сложный цикл трансформаций углерода в геосферах, зависящий от климатоформирующих факторов, приводит к неустойчивости оценок  $\tau$  для  $\text{CO}_2$  и к возможной будущей переоценке всех потенциалов глобального потепления (Ramasvamy et al.,

## 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

**Таблица 4.2.** Время жизни в атмосфере, радиационная эффективность и потенциал глобального потепления основных парниковых газов для периодов 20, 100 и 500 лет (Forster et al., 2007)

Газ	Время жизни, лет	Радиационный эффект*, Вт/м <sup>2</sup> на млрд <sup>-1</sup>	Потенциал глобального потепления для периода		
			20 лет	100 лет	500 лет
Диоксид углерода	~100	$1,4 \cdot 10^{-5}$	1	1	1
Метан	10,8	$3,7 \cdot 10^{-4}$	67	23	6,9
Закись азота	114	$3,1 \cdot 10^{-3}$	291	298	153
Фреон-11**	45	0,25	6700	4760	1620
Фреон-12**	100	0,32	11 000	10 800	5200
Фреон-113**	85	0,3	6540	6130	2700
Фреон-114**	300	0,31	8040	10 000	8700
Фреон-115**	1700	0,18	8310	7370	10 000
Галон-1301**	65	0,32	8480	7140	2760
Галон-1211**	16	0,3	4750	1890	575
Галон-2402**	20	0,33	3680	1640	500
Тетрахлорметан**	26	0,13	2700	1400	435
Тетрафторметан**	$5 \cdot 10^4$	0,10	4200	5900	8950
Метилхлороформ**	5	0,06	510	146	45
Фреон-22	12	0,2	520	1800	550
Фреон-134a	14	0,16	3830	1430	435
Гексафторид серы	3200	0,52	16 300	22 800	32 600

*Примечание.* \*Радиационная эффективность равна радиационному воздействию при увеличении концентрации радиационно-активной примеси на 1 млрд<sup>-1</sup> по объему. \*\* Газы из списка Монреальского протокола.

2001). В табл. 4.2 приведены значения потенциала некоторых ПГ по последним оценкам (Forster et al., 2007) с указанием их времени жизни  $\tau$  и их радиационной эффективности, т.е. с оценкой их радиационного воздействия на 1 млрд<sup>-1</sup> объемной концентрации в атмосфере. Из данных таблицы видно, что наибольшие значения времени жизни и радиационной эффективности имеют галогенуглеводородные соединения, а также SF<sub>6</sub> и CF<sub>4</sub>. Последние имеют значительные промышленные источники и не подпадают под ограничения Монреальского протокола, так как их молекулы не содержат атомов хлора и брома. Малое содержание ХФУ, SF<sub>6</sub> и CF<sub>4</sub> в атмосфере в современный период обеспечивает относительно небольшой их вклад (10%) в радиационное воздействие (см. рис. 4.4), однако в будущем этот вклад может увеличиться при увеличении выбросов в атмосферу SF<sub>6</sub>, CF<sub>4</sub> и других ПГ с большим и очень большим временем жизни.

### 4.3. Влияние аэрозоля на парниковый эффект и климат

Вторым по значимости антропогенного воздействия на климат после парниковых газов считается аэрозоль. Аэрозоль техногенного происхождения представляет собой твердые, иногда обвод-

ненные микрочастицы разного химического состава, выброшенные в атмосферу в результате сжигания ископаемого топлива, а также в виде продуктов ряда промышленных производств. Аэрозоль естественного происхождения образуется при выносе частиц грунта в пустынях ветром в атмосферу, а также при лесных пожарах, извержениях вулканов и морском волнении. В значительной степени атмосферный аэрозоль — результат выбросов в атмосферу диоксида серы (SO<sub>2</sub>) — продукта сжигания каменного угля и нефти, в составе которых содержится сера.

Аэрозольные частицы при определенных условиях становятся ядрами конденсации для водяного пара атмосферы и приводят к образованию облачности, которая, с одной стороны, рассеивает и отражает коротковолновое солнечное излучение, а с другой — создает экран для теплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности и переизлучает поступившую энергию излучения в обратном направлении, создавая дополнительный парниковый эффект.

Эффект, связанный с образованием облачности аэрозодем антропогенного происхождения, составляет по оценкам (Forster et al., 2007) в терминах радиационного воздействия  $0,9 \pm 0,5$  Вт/м<sup>2</sup>. Большой разброс оценок обусловлен недостаточностью знаний процесса образования облачности

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

и вклада в него аэрозольных частиц антропогенного происхождения. Выброшенные в тропосферу аэрозольные частицы оседают на земную поверхность через несколько дней или недель. Объем аэрозоля, постоянно поступающего в атмосферу, настолько значителен, что его вклад в глобальный климат нельзя не учитывать.

Воздействие аэрозоля изменяет радиационный баланс системы Земля — атмосфера в сторону, противоположную той, которая связана с воздействием ПГ. Аэрозоль ослабляет поток солнечного излучения, поступающий к земной поверхности в ультрафиолетовой, видимой и в ближней инфракрасной областях спектра. Это ослабление в безоблачной атмосфере происходит при рассеивании излучения на частицах, размеры которых, как правило, находятся в пределах от 0,05 до 1,0 мкм, и при поглощении излучения этими частицами. Эффекты прямого воздействия, связанные с рассеянием, весьма разнообразны и зависят от размера частицы, ее химического состава и формы, которые влияют на эффективность рассеяния и проявляются по-разному для разных длин волн в спектре солнечного излучения. Это объясняется значительной сильной зависимостью эффективности и направления рассеяния (вверх или вниз) от соотношения между размером частицы и длиной волны падающего на нее излучения. Поэтому радиационное воздействие для разных видов частиц по результатам численных расчетов может быть как отрицательным, так и положительным.

Как правило, чисто рассеивающие частицы создают отрицательное радиационное воздействие, в то время как частично поглощающие частицы могут давать радиационные эффекты разного знака в зависимости от содержания углерода в составе частицы. Знак радиационного воздействия может также зависеть от типа подстилающей поверхности. Над поверхностью с излучательной способностью, близкой к единице (океаны, густые леса), знак воздействия положительный, а над светлыми поверхностями (пустыни, лед или снег) — отрицательный.

Прямое радиационное воздействие по результатам численных расчетов для частиц сульфатного аэрозоля равно  $-0,4 \pm 0,2$  Вт/м<sup>2</sup>, для частиц — продуктов сжигания топлива из биомассы (древесина)  $0,0 \pm 0,1$  Вт/м<sup>2</sup>, а при сжигании углерода, содержащегося в ископаемом топливе (в основном уголь), —  $0,2 \pm 0,1$  Вт/м<sup>2</sup> (Forster et al., 2007). В то же время горение лесов с большим выбросом аэрозольных частиц в атмосферу дает примерно нулевой суммарный эффект (Randerson et al., 2006). Выбросы аэрозольных частиц, содержащих нитраты, а также пыль минерального происхождения создают небольшое отрицательное радиационное воздействие ( $-0,1 \pm 0,2$  Вт/м<sup>2</sup>). В результате суммарное воздей-

ствие антропогенного аэрозоля оценивается в  $-0,5 \pm 0,4$  Вт/м<sup>2</sup> (Forster et al., 2007).

Аэрозольные частицы антропогенного происхождения, поступающие в арктические районы из умеренных широт, могут способствовать созданию непрямого радиационного эффекта от облачности. Он получил название “первого непрямого эффекта”. Ключевым параметром другого непрямого эффекта является воздействие аэрозольных частиц на радиационный режим при конденсации на них водяного пара, который зависит от скорости увеличения размеров частиц и времени существования облачности. Этот эффект обычно подразделяют на две составляющие: 1) увеличение числа и уменьшение размеров ядер конденсации при эмиссии в атмосферу аэрозольных частиц с гигроскопическими свойствами; 2) микрофизическое воздействие на содержание воды в жидкой фазе в облаке и на его время существования. Оба этих эффекта непрямого воздействия аэрозольных частиц получили название “эффекта альbedo” и “эффекта существования облака”. Наличие первого эффекта приводит к модификации оптических свойств облака, что должно учитываться в соответствующих численных моделях, в то время как второй способствует стабилизации содержания воды в облаке.

Оценку вклада аэрозоля в альbedo облачности можно рассматривать как основной источник неопределенности в значении его радиационного воздействия. В настоящее время величина вклада аэрозоля в это воздействие оценивается в пределах от  $-0,90$  до  $0,50$  Вт/м<sup>2</sup> (Forster et al., 2007).

Важным дополнением к модельным и лабораторным исследованиям аэрозоля являются наземные наблюдения мутности атмосферы (оптической толщины) атмосферного аэрозоля на разных длинах волн (ультрафиолетовый, видимый и ближний инфракрасный) спектра солнечного излучения, выполняемые на мировой сети станций. Измерения содержания аэрозоля проводятся с целью исследования: 1) аэрозольной оптической толщины, 2) суммарной и рассеянной солнечной радиации в ультрафиолетовой и видимой областях спектра, 3) параметров антропогенного и естественного аэрозоля (счетной концентрации частиц и их распределения по размерам, его оптических параметров и химического состава), 4) изменений альbedo подстилающей поверхности, связанных с осаждением аэрозольных частиц на заснеженных поверхностях суши и океана. Пункт 1 выполняется в основном при измерениях с поверхности земли дистанционными оптическими методами в видимой и ближней инфракрасной областях спектра, пункты 2 и 3 — наземными контактными и дистанционными, а также спутниковыми методами, пункт 4 — только со спутников.

В качестве одного из основных параметров, определяющих воздействие аэрозоля на потоки приходящей к земной поверхности солнечной радиации, в радиационных блоках климатических моделей используется такая характеристика, как аэрозольная оптическая плотность (мутность атмосферы). Согласно последним работам по оценкам воздействий аэрозоля на климат, произошла определенная переоценка как непосредственно факторов, связанных с ролью аэрозоля в формировании радиационного воздействия, так и в части его роли в ослаблении потока солнечного излучения, наблюдаемого на сети станций, измеряющих оптическую плотность, а также формировании альbedo подстилающей поверхности в связи с выбросами аэрозоля при лесных пожарах, особенно в годы их повышенной интенсивности. Обращается внимание на существенное значение новых положительных и отрицательных обратных связей, которые ранее даже не рассматривались (Randerson et al., 2006; Kiselev and Karol, 2002).

Одним из способов измерения мутности атмосферы (по данным которых можно восстановить некоторые из перечисленных выше характеристик аэрозоля) являются спектральные или фильтровые наблюдения. Спектральные наблюдения позволяют получать более полные характеристики оптических свойств аэрозоля, но только использование продолжительных рядов наблюдений за прямой солнечной радиацией дает возможность оценить тенденции в изменениях мутности атмосферы в различных регионах. В последнее время в России используются данные стандартных сетевых актинометрических наблюдений с применением методики расчета мутности атмосферы для эффективной длины волны солнечного спектра  $\lambda_0 = 550$  нм (Тарасова, Ярхо, 1991). Изучение пространственно-временных особенностей оптических характеристик аэрозоля в настоящее время осуществляется в ряде научных программ, из которых в России наибольшее распространение получила программа AERONET, предусматривающая выполнение спектральных измерений. Регулярные наблюдения в рамках этой программы предоставили уникальную возможность для сравнения мутности атмосферы, измеренной солнечным фотометром (8 каналов в диапазоне от 340 до 1020 нм) и рассчитанной по данным измерений интегральной прямой солнечной радиации (Улюмжинова и др., 2005).

Проведенные исследования показали, что в последние годы в разных регионах мира отмечается существенное уменьшение аэрозольной мутности атмосферы (Горбаренко, 2003; Махоткина и др., 2006а, 2006б; Okulov, 2003; Русина, Радионов, 2002; Terez and Terez, 2002).

По данным стационарных наблюдений на территории России, для многолетнего хода годовых и

месячных значений мутности атмосферы характерна существенная межгодовая изменчивость с повторяемостью 70% в пределах  $\pm \sigma$ . Положительные аномалии месячных и годовых значений мутности атмосферы, превышающие  $\pm 2\sigma$ , обусловлены проявлениями последствий мощных вулканических извержений, таких как Эль-Чичон в 1983 г. и Пинатубо в 1992 г.

На большей части территории России в последние 30 лет отмечается тенденция к уменьшению мутности атмосферы, причем на Европейской и в большинстве регионов Азиатской территории России отрицательные годовые тренды составляют  $-1,0...-1,5\%$  в год. Для временных рядов месячных значений на большинстве станций также обнаруживаются отрицательные тренды, величина которых не имеет сезонной зависимости.

Задача получения регулярных данных об аэрозольной оптической плотности представляет существенную часть и спутникового мониторинга земной поверхности. Использование на спутнике "Terra" прибора MODIS позволило получить информацию об аэрозольной оптической плотности в глобальном масштабе. Данные прибора AVHRR подтвердили отмеченную по результатам наблюдений актинометрической сети тенденцию ее уменьшения в глобальном масштабе (Mishchenko et al., 2007).

Воздействие аэрозоля на климат нельзя корректно оценить без данных измерений альbedo подстилающей поверхности в разных регионах планеты в разные сезоны года. Альbedo является важнейшей составляющей радиационного баланса, данные наблюдений которого были получены спутниковыми приборами MISR и MODIS. В результате наблюдений с помощью этих приборов было установлено, что для альbedo характерен положительный тренд в теплый период года и отрицательный в зимний сезон.

Существенным дополнением к этим наблюдениям являются наблюдения отражающих свойств подстилающей поверхности (снег и льды) и облачности с борта ИСЗ в труднодоступных участках территории РФ, причем особенно важны при этом, как и при проведении мониторинга оптических параметров атмосферы с земной поверхности, продолжительность и непрерывность рядов наблюдений.

#### 4.4. Другие антропогенные воздействия на климат

К таким воздействиям относятся эффекты антропогенного происхождения, не связанные с выбросом в атмосферу ПГ и аэрозоля (радиационно-активные примеси атмосферы). К радиацион-

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

но-активным примесям также относят газы и аэрозоли “непрямого действия”, например, газы и аэрозоли, фотохимически связанные с ПГ. К антропогенным климатоформирующим факторам следует отнести и воздействия на радиационные свойства подстилающей поверхности (на ее альbedo в разных участках спектра солнечного излучения), а также влияние на влаго- и энергообмен этой поверхности с атмосферой. Еще до начала индустриального периода распашка земель, вырубка лесов, интенсивное животноводство в тропиках и субтропиках приводили к расширению зоны пустынь и полупустынь, что способствовало увеличению альbedo подстилающей поверхности на значительных площадях, а также к уменьшению поглощенной ими коротковолновой радиации. С развитием сельскохозяйственного производства распашка земель и вырубка лесов ускорились, и к концу XX века сельскохозяйственные угодья и пашни стали занимать 35–39% всей площади суши, а доля в 40–41% этой площади, ранее занятая лесами, сократилась на 20–24% (Ramankutty and Foley, 1999; Goldewijk, 2001).

Если до середины XX века основное сокращение площади лесов происходило в умеренных широтах (и на Европейской территории России), то во второй половине и в конце прошлого века это сокращение происходило в тропиках, особенно в Африке и Азии. Альbedo подстилающей поверхности очень изменчиво во времени и пространстве. Также изменчивы и радиационные эффекты, связанные с альbedo. Поэтому их оценки необходимо осреднять как по площади, так и по времени. При этом эффект зависит от типа поверхности и может значительно изменяться со временем (например, по сезонам). В целом радиационное воздействие, связанное с сельскохозяйственным использованием земель, с начала индустриального периода оценивается величиной 0,15–0,20 Вт/м<sup>2</sup> (см. раздел 4.2) (Hansen et al., 2005). Получение корректных оценок радиационного воздействия, обусловленного изменением альbedo поверхности, затруднено в связи с большими неточностями в определении площадей, занятых растительностью разного типа, и их изменениями во времени. В последние десятилетия значительное развитие получили прямые спутниковые измерения альbedo. Хотя такие данные дают очень усредненную картину распределения альbedo и в основном для безоблачной атмосферы, они позволяют получить его реальные значения при хорошем пространственном разрешении измерительной аппаратуры, особенно при применении усовершенствованных методов интерпретации измерений (Покровский, Покровский, 2003; Махоткина и др., 2006; Mynre and Mynre, 2003).

К антропогенным воздействиям на радиационный режим следует отнести загрязнение снега

аэрозольными частицами, особенно сажевыми, в ближайшей окрестности городов и промышленных объектов. Циркуляция муссонного типа на северном побережье Евразии способствует выносу в прилегающие к нему регионы и в Северный Ледовитый океан сажевых частиц из отопительных и топливно-энергетических систем центральных и восточных регионов России зимой. Подобный вынос аэрозоля приводит к появлению весной в Арктике так называемой “арктической дымки”, довольно интенсивно исследовавшейся в конце XX века (Shaw, 1985; Novakov et al., 2003). Осаждение частиц этой дымки на поверхность снега и льда в конце весны и летом уменьшает ее альbedo и оказывает положительное радиационное воздействие. Это локальное воздействие более эффективно увеличивает температуру приземного воздуха, чем такое же радиационное воздействие от ПГ (например, по сравнению с CO<sub>2</sub>, примерно в 1,7 раза). Согласно (Hansen et al., 2005), глобальное радиационное воздействие от загрязнения снега и льда сажевыми частицами составляет порядка 0,1–0,3 Вт/м<sup>2</sup>.

Помимо такого загрязнения поверхности снега и льда северных территорий, уменьшение альbedo вызывают промышленные выбросы от горнодобывающих предприятий (например, Норильского металлургического комбината) и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений, а также нарушение земляного покрова тундры летом и зимой, что обычно происходит при разработке месторождений углеводородного топлива. Этот фактор носит региональный характер, как и загрязнение от факелов при сжигании попутного газа на нефтяных месторождениях севера Западной Сибири.

Вырубка лесов в средних и высоких широтах приводит к увеличению альbedo занимаемых ими площадей как летом, так и зимой, так как альbedo заснеженного леса меньше, чем открытого поля (Forster et al., 2007). Уменьшение испарения на территории с вырубленным лесом приводит также к увеличению поглощенной энергии на поверхности при снижении затрат тепла на испарение, в основном в летний сезон. Такое сезонное изменение радиационного баланса (отрицательное зимой и положительное летом) от сведения лесов (вырубка, пожары и высыхание) в умеренных широтах оценивается увеличением температуры приземного воздуха в пределах 0,1–0,25°C (Brovkin et al., 2006). Эффекты орошения сельскохозяйственных угодий и развития водохранилищ влияют прежде всего на местный климат и связаны не столько с радиационными процессами, сколько с понижением температуры приземного воздуха от затрат тепла на испарение. В областях со значительными площадями орошения в Юго-Восточной Азии концентрация водяного пара в настоящее

время повысилась на 1–2%, и это увеличивает радиационное воздействие в регионе (Forster et al., 2007). Однако увеличение испарения понижает температуру приземного воздуха на величину, в несколько раз большую ее радиационного прироста (Boucher et al., 2004; Gordon et al., 2005; Young-Kwon Lim et al., 2005). Тепловые выбросы в крупных городах приводят к появлению известных “островов тепла”, особенно значительных зимой, когда наблюдается резкое уменьшение альбедо в городе по сравнению с заснеженной поверхностью его окрестностей. Эти изменения особенно велики в больших городах, где выбросы тепловой энергии из зданий и сооружений на единицу площади значительно выше, чем естественный приток радиационной энергии в атмосферу в сельской местности (Crutzen, 2004; Young-Kwon Lim et al., 2005).

В последние годы появились оценки воздействия на атмосферу выбросов двигателей самолетов при быстро увеличивающемся объеме полетов мировой транспортной авиации (IPCC, 1999). По имеющимся оценкам, основное воздействие на радиационный режим атмосферы и климат производят конденсационные следы от этих выбросов, хорошо видимые на ясном небе, особенно зимой. Эти следы часто сохраняются часами или переходят в перистые облака верхнего яруса и заметно увеличивают их балл, особенно в зонах интенсивных полетов над территорией США, Западной Европы, Юго-Восточной Азии и в зоне трасс над Северной Атлантикой между Европой и Северной Америкой. Оценки радиационного воздействия самих конденсационных следов незначительны, порядка  $0,01 \text{ Вт/м}^2$  (для интенсивности полетов в 2000 г.) (Sausen et al., 2005). Однако конденсационные следы и выбросы аэрозолей двигателями самолетов приводят к увеличению площади облачности верхнего яруса от 2 до 10 раз по сравнению с площадями самих конденсационных следов. По спутниковым измерениям балл облачности верхнего яруса увеличивался на 1–2% за 10 лет в течение последних десятилетий над Западной Европой и США, однако в это увеличение был возможен вклад и естественных процессов облакообразования (Minnis et al., 2004). Учет этого эффекта увеличивает общее радиационное воздействие от транспортной авиации на  $0,02\text{--}0,04 \text{ Вт/м}^2$  (Hansen et al., 2005). Конденсационные следы и увеличение облачности от выбросов транспортной авиации, вероятно, вносят весомый вклад в повышение ночной температуры в приземном слое воздуха в последние годы (Ramaswamy et al., 2001). Явным признаком этого служит существенное понижение такой температуры в США 11–14 сентября 2001 г., когда после известной катастрофы в Нью-Йорке 11 сентября были запрещены все полеты транспортной авиации над территорией США

(Travis et al., 2004). Выбросы транспортной авиации заметно увеличивают содержание аэрозолей в зоне и на уровнях основных полетов (в слое 9–12 км), причем эти сильно поглощающие частицы часто бывают покрыты пленкой серной кислоты — продукта окисления серы при сгорании топлива — и участвуют в формировании перистых облаков. Воздействие таких аэрозолей на радиационный режим атмосферы еще не оценивалось.

### 4.5. Эмиссия и стоки парниковых газов, взаимодействие с биосферой

Атмосферные циклы парниковых газов (диоксид углерода) и других радиационно-активных примесей атмосферы, таких как, например, аэрозоль, зависят от их взаимодействия с экосистемами океана и суши и вносят вклад в баланс глобальных и региональных источников и стоков соответствующих примесей. Именно биосферные и геохимические циклы в океане и на суше формируют баланс для основных парниковых газов:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$ .

#### 4.5.1. Эмиссия и сток диоксида углерода

Согласно ОД4, общий приток углерода от суши и океана в атмосферу составляет примерно 120 и 90 млрд. т/год соответственно. Вклад хозяйственной деятельности человека в приток углерода в атмосферу оценивается в 7,2 млрд. т/год за период 2000–2005 гг., что составляет примерно 3,4% природной эмиссии (почва, биосфера плюс океан). При этом около 65% антропогенной эмиссии связано со сжиганием ископаемого топлива и 35% вызвано уменьшением его стока в результате освоения новых земель и массовой вырубке лесов. Особенности формирования природного баланса  $\text{CO}_2$  состоят в том, что в доиндустриальный период количество  $\text{CO}_2$ , которое выбрасывалось в атмосферу естественными экосистемами, компенсировалось естественным стоком, каковым является процесс фотосинтеза в наземной растительности. Резервуары, которые влияют на естественные потоки  $\text{CO}_2$  и обуславливают его концентрацию в атмосфере, находятся в биомассе наземной растительности и в органическом веществе почвы, в которой откладывается углерод, накопленный растительностью. Глобальные запасы углерода в наземной биомассе и почве формировались в течение тысячелетий и оцениваются в настоящее время в 2260 млрд. т (Forster et al., 2007).

В последнее время (Denman et al., 2007) оценки глобального баланса системы подстилающая поверхность — атмосфера были пересмотрены в связи с уточнением нетто-потоков углерода в системе океан — атмосфера и суша — атмосфера.

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

**Таблица 4.3.** Средние глобальные источники и стоки антропогенного CO<sub>2</sub> в системе атмосфера — океан — суша (млрд. т С/год) для двух периодов (Denman et al., 2007)

Основные источники и стоки	1990–1999 гг.	2000–2005 гг.
Антропогенная эмиссия	6,3 ± 0,4	7,2 ± 0,3
Увеличение концентрации в атмосфере	3,2 ± 0,1	4,1 ± 0,1
Нетто-поток атмосфера — океан	-2,2 ± 0,4	-2,2 ± 0,5
Нетто-поток атмосфера — суша	-1,0 ± 0,6	-0,9 ± 0,6
Изменения в землепользовании	1,6 (0,5–2,7)	
Общий сток углерода на суше	-2,6 (-4,3...-0,9)	

**Таблица 4.4.** Эмиссия углерода в системе суша — атмосфера, обусловленная изменениями в землепользовании в конце XX века (млрд. т С/год) в разных регионах земного шара по данным (Houghton, 2003; DeFries et al., 2002)

Регион	1980–1989 гг.	1990–1999 гг.
Южная Америка	0,6 (0,3–0,8)	0,7 (0,4–0,9)
Африка	0,2 (0,1–0,3)	0,3 (0,2–0,4)
Тропическая Азия	0,6 (0,3–0,9)	0,8 (0,4–1,1)
Субтропики, умеренные широты	1,3 (0,9–1,8)	1,6 (1,0–2,2)
Земной шар	1,4 (0,4–2,3)	1,6 (0,5–2,7)

*Примечание.* Значения в скобках характеризуют диапазон неопределенности оценок.

В табл. 4.3 приведены значения глобальных источников и стоков антропогенного углерода, из которых следует, что наименьший разброс (оцениваемый величиной  $\pm \sigma$ ) относится к ежегодному увеличению содержания углерода в атмосфере, полученному на основе измерений концентрации CO<sub>2</sub> на станциях Мауна-Лоа и Южный Полюс.

Объемы эмиссии углерода системы суша — атмосфера для разных регионов земного шара, связанные с землепользованием, приводятся в табл. 4.4.

Межгодовые изменения глобального стока существенно зависят от изменения баланса эмиссия — сток суши, определяющая роль в котором принадлежит лесной растительности. В зависимости от баланса обезлесения — облесения и вариаций климатических условий сток CO<sub>2</sub> из атмосферы может изменяться в широких пределах. Так, в высоких широтах эмиссия почв и лесов в атмосферу составляет около 290 млн. т С/год с вкладом почвы более 70%. Несколько большее количество углерода поглощается растительностью (480 ± 200 млн. т С/год). Большая часть стока определяется лесами на территории бывшего СССР (Brown, 1997). Поглощение бореальными лесами Канады резко снизилось уже в 1980-х годах в результате интенсивных лесозаготовок (Kurz and Apps, 1996).

Эмиссия углерода в виде CO<sub>2</sub> в регионах умеренных широт составила 120 млн. т С/год, причем

почве принадлежит 58% вклада в эмиссию. Оценки баланса углерода на территории стран Азии, Африки, Южной Америки и Австралии сделать не удалось, поэтому приведенные выше данные служат оценкой снизу. Баланс потоков эмиссия — сток оценивается в 260 ± 100 млн. т С/год в пользу стока (FAO, 1995).

Леса тропической зоны в отличие от лесов других регионов являются крупным источником углерода. Баланс потоков в системе суша — атмосфера составлял в 1990-х годах 1600 ± 400 млн. т С/год. Эмиссия тропической зоны и примыкающих к ней регионов составляет 428 млн. т С/год, или 52% всей эмиссии суши земного шара. Вклад в эмиссию растительности и почвы примерно одинаков. Лесам тропической Америки принадлежит более 53% общей эмиссии этого пояса, тропической Африке около 27%. То, что тропические леса из крупного природного стока CO<sub>2</sub> превратились в источник эмиссии, обусловлено системным обезлесением (лесозаготовками или использованием обезлесения земель для пастбищ и посевов без лесовосстановления) и постепенной деградацией растительности.

##### 4.5.2. Эмиссия и сток метана

В отличие от CO<sub>2</sub> метан — химически активный газ. Основные естественные источники метана: переувлажненные земли, болота, торфяники,

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

**Таблица 4.5.** Оценки глобальных естественных и антропогенных источников метана (млн. т  $\text{CH}_4/\text{год}$ ) по данным разных источников

Природные источники, 168–260 млн. т $\text{CH}_4/\text{год}$		Антропогенные источники, 264–428 млн. т $\text{CH}_4/\text{год}$	
Заболоченные земли	145–231	Домашние животные	76–92
Термиты	20–29	Возделывание риса	31–112
Дикие животные	15	Энергетика	77
Геологические источники	4–14	Добыча газа и нефти	36–68
Океан	4–15	Сжигание биомассы	14–88
Гидраты	5	Добыча угля	32–48
Лесные пожары	2–5	Отходы	35–49
		Растения с циклом $\text{C}_3$ и $\text{C}_4$	36

*Примечание.* Источники: Hein et al., 1997; Houweling et al., 2000; Olivier et al., 2005; Wuebbles and Hayhoe, 2002; Scheehle et al., 2002; Wang et al., 2004; Mikaloff et al., 2004; Chen and Prinn, 2006.

**Таблица 4.6.** Объемы глобальных стоков метана (IPCC, 2007)

Сток	Почва	ОН-радикалы тропосферы	Потери в стратосфере	Общий сток	Баланс
Мт $\text{CH}_4/\text{год}$	30	506	40	576	22

тундра, а также термиты. Небольшой вклад (около 4%) вносят океан, пресноводные водоемы и гидраты метана шельфов океанов и морей. Основные антропогенные источники метана: газовая, нефтяная и угольная промышленность, животноводство, бытовые отходы, а также рисовые поля, рубка лесов, сжигание биомассы и сточные воды. Единственным существенным стоком метана являются ОН-радикалы — продукты фотодиссоциации водяного пара и летучих органических соединений. Вклад биосферных источников в естественную эмиссию составляет в среднем более 70%. Антропогенные источники обуславливают 55–60% общей эмиссии метана в атмосферу. К основным промышленным источникам метана относятся энергетика, добыча нефти и газа и его транспортировка, а также подземная добыча угля, в сельском хозяйстве — ферментация жвачных животных и рисовые плантации. В табл. 4.5 и 4.6 приведены данные о источниках и стоках метана, полученные разными авторами за последние 20 лет. Оценки этих работ существенно различаются между собой как в величине эмиссии из разных видов источников, так и в суммарных значениях естественных и антропогенных источников.

Общий объем эмиссии метана находится в диапазоне 432–688 Мт  $\text{CH}_4/\text{год}$ . В связи с довольно большой неопределенностью вклада в эмиссию отдельных видов источников, а также объективными трудностями корректного разделения эмиссии естественных и антропогенных источников (табл.

4.5) в (Denman et al., 2007) приведено среднее значение эмиссии метана за период 2000–2004 гг., которое составило 582 Мт  $\text{CH}_4/\text{год}$ .

В последние 20 лет наблюдались значительные колебания скорости увеличения концентрации  $\text{CH}_4$  в атмосфере (от 14 млрд<sup>-1</sup>/год в 1984 г. до –2 млрд<sup>-1</sup> в период 2001–2004 гг.). Существует ряд гипотез возможных причин наблюдаемого уменьшения средней скорости роста  $\text{CH}_4$  и ее больших межгодовых колебаний. Одна из них связывает уменьшение скорости с изменениями эмиссии заболоченных территорий (Chen and Prinn, 2006), другая — с пожарами и изменениями траекторий переноса воздушных масс (Warwick et al., 2002). Как показали последние модельные исследования (Bousquet et al., 2006), основной вклад в формирование межгодовых колебаний концентрации  $\text{CH}_4$  обусловлен вариациями интенсивности эмиссии от заболоченных территорий, в то время как роль пожаров и других источников эмиссии менее значительна.

##### 4.5.3. Эмиссия и сток соединений азота

В прошлом столетии произошло глобальное увеличение эмиссии и стока химически активных соединений азота в 4–5 раз (Holland et al., 2005). Полагается, что увеличение содержания  $\text{N}_2\text{O}$  произошло в основном вследствие интенсификации сельскохозяйственного производства, связанного с использованием азотосодержащих минеральных и



#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

**Таблица 4.7.** Объемы естественной и антропогенной эмиссии закиси азота (млн. т N/год) от антропогенных и естественных источников (Denman et al., 2007)

Антропогенная эмиссия		Естественная эмиссия	
Сжигание топлива и промышленность	0,7 (0,2–1,8)	Почвы и растительность	6,6 (3,3–9,9)
Сельское хозяйство	2,8 (1,7–4,8)	Океаны	3,8 (1,8–6,8)
Сжигание биомассы	0,7 (0,2–1,0)	Химия атмосферы	0,6 (0,3–1,2)
Эмиссия устьев рек, прибрежных зон	1,7 (0,5–2,9)		
Атмосферные процессы	0,6 (0,3–0,9)		
Суммарная эмиссия	6,7	Суммарная эмиссия	11,0

*Примечание.* В скобках дается диапазон изменения.

органических удобрений, которые существенно усиливают естественные процессы нитрификации и денитрификации, производимые почвенными бактериями. Что касается таких источников, как почва, океан, сжигание топлива, то оценки их вклада имеют значительную степень неопределенности.

Закись азота является пятым по вкладу в парниковый эффект газом с большим временем жизни в атмосфере (табл. 4.2). В отличие от закиси азота окислы азота ( $\text{NO}_x$ ) чрезвычайно активны, и их роль в парниковом эффекте состоит в образовании тропосферного озона. Они также являются стоком  $\text{CH}_4$ . Аммиак участвует в образовании сульфатного аэрозоля и оказывает влияние на цикл углерода.

Среднегодовая скорость увеличения концентрации  $\text{N}_2\text{O}$  в атмосфере в 1999–2000 гг. составляла 0,3% в год. Основным изменением в глобальном бюджете  $\text{N}_2\text{O}$  за последние годы по сравнению с (Mosier et al., 1998) явилось уточнение оценок эмиссии, связанных с хозяйственной деятельностью (Kroeze et al., 2005; Hirsch et al., 2006). Сельское хозяйство оставалось главным источником этой эмиссии. Интенсификация землепользования продолжает оказывать влияние на изменения эмиссии  $\text{N}_2\text{O}$  и  $\text{NO}$ , причем диапазон вариаций этого влияния колеблется от 30 до 350% (Keller et al., 2005). Важную роль в эмиссии азота играют температура и влажность, которые являются регуляторами эмиссии обоих газов. С учетом всех источников эмиссия азота (оценка снизу) составляет 20,6 млн. т N/год (Vouwman et al., 2001). Оценки сверху показывают, что глобальный стратосферный сток  $\text{N}_2\text{O}$  равен  $12,5 \pm 2,5$  млн. т N/год. С учетом этих потерь глобальная эмиссия азота дол-

жна составлять 16 млн. т N/год. Согласно результатам моделирования, эмиссия  $\text{N}_2\text{O}$  в виде N составила 17,3 млн. т/год (Hirsch et al., 2006). В табл. 4.7 представлены обобщенные оценки эмиссии  $\text{N}_2\text{O}$ , полученные из разных источников. Из данных таблицы следует, что общий объем естественной и антропогенной эмиссии закиси азота составил 17,7 млн. т N/год.

#### 4.5.4. Эмиссия и сток газов техногенного происхождения

Из всех галогеносодержащих газов наибольшая скорость увеличения концентрации принадлежит фреону-134а, широко используемому в кондиционерах. Объемы его эмиссии в атмосферу быстро увеличивались, начиная с 1990-х годов примерно на 10% в год, что привело к увеличению его концентрации в атмосфере до 0,1 млрд<sup>-1</sup> к 2005 г. Увеличение концентрации фреона-12 в последние годы прекратилось, а концентрация фреона-11 даже несколько уменьшилась. В настоящее время их концентрации составляют 0,35 и 0,57 млрд<sup>-1</sup> соответственно, и им принадлежит основной вклад в парниковый эффект.

Следующий по радиационному вкладу в парниковый эффект газ — метилхлороформ ( $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ ) — имеет ограниченное время жизни в тропосфере и после 1992 г., когда был отмечен пик его концентрации порядка 0,1 млрд<sup>-1</sup>, его концентрация начала быстро убывать в связи с требованиями по ограничению его использования.

Четыреххлористый углерод ( $\text{CCl}_4$ ) — четвертый по вкладу в парниковый эффект среди техногенных газов (используемый до введения в дей-

ствии Монреальского протокола при производстве фреона-11). Объемная концентрация его в атмосфере достигла в 1990 г. максимальных значений порядка  $0,1 \text{ млрд}^{-1}$  и в настоящее время стала медленно уменьшаться.

Вклад рассмотренных газов в парниковый эффект по разным оценкам составляет от 12 до 14% и в связи с большой скоростью увеличения концентраций альтернативных фреонов (при малых скоростях уменьшения концентрации фреонов, которые они заменяют) в ближайшие годы может увеличиться.

##### 4.5.5. Региональный вклад в антропогенную эмиссию

В начале XX века 60% энергии человечество получало от сжигания древесного топлива. Затем стала развиваться угледобыча и несколько позже добыча нефти. К 2005 г. 35% мировой энергии производилось от сжигания нефтепродуктов, 25% от сжигания угля и 20% в результате сжигания природного газа (IEA, 2006, 2007). Согласно прогнозу Международного энергетического агентства, к 2020 г. доля угля в мировом энергопотреблении увеличится до 30–32%, газ останется на уровне 18%, а доля нефти уменьшится до 20%. Гидроэнергия останется на уровне 3%, а доля атомной энергии возрастет с 8% в настоящее время до 12%. Глобальная эмиссия  $\text{CO}_2$  в атмосферу определяется рядом производств, среди которых основной вклад принадлежит энергетике (табл. 4.8).

В 1992 г. на Конференции ООН была принята Рамочная конвенция по изменению климата, в которой декларировалась озабоченность мирового сообщества потеплением климата. Конкретные меры, направленные на уменьшение антропогенного воздействия, были сформулированы в Киотском протоколе (КП, 1997), принятом конференцией Сторон в декабре 1997 г. В нем сформулированы меры по уменьшению выбросов парниковых газов в атмосферу, определены объемы сокращения выбросов для разных стран и контрольные сроки про-

верки выполнения предложенных мер. Страны, присоединившиеся к протоколу, взяли на себя соответственно один из трех видов обязательств: сократить выбросы парниковых газов в первый период 2008–2012 гг. до 8% относительно уровня 1990 г., принятого за базовый; не превышать выбросы уровня 1990 г. (Новая Зеландия, Украина, Россия); ограничить рост выбросов от 1 до 8%, превышающих базовый уровень. В табл. 4.9 приведены объемы эмиссии  $\text{CO}_2$ -эквивалента наиболее крупными промышленно развитыми странами и странами с переходной экономикой в базовом 1990 г. и допустимый уровень роста или снижения выбросов  $\text{CO}_2$  в первый период обязательств.

Несмотря на присоединение большинства стран мира к Киотскому протоколу (из стран, ответственных за большие объемы эмиссии, протокол не подписали только США), во многих из них наблюдалось увеличение эмиссии ПГ в атмосферу, а также газов непрямого действия ( $\text{CO}$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ , ароматических углеводородов).

Большинство крупных промышленно развитых стран, включая США, Канаду, Японию, Испанию, Австралию, увеличили эмиссию к 2004 г. Великобритания и Германия сократили выбросы. Россия также сократила эмиссию ПГ на 32% по сравнению с 1990 г. из-за сокращения промышленного производства и на 10% в результате снижения землепользования и падения сельскохозяйственного производства; в результате общее уменьшение выбросов  $\text{CO}_2$  в атмосферу к 1998 г. составило 42%.

Значительное увеличение выбросов  $\text{CO}_2$  произошло в крупных развивающихся странах (Индия, Китай). Так, за период 1990–2004 гг. спрос на уголь в Китае возрос более чем на 300 млн. т в год, в то время как в остальном мире этот рост составил примерно 100 млн. т (IEA, 2006). При этом за период 1998–2002 гг. эмиссия  $\text{CO}_2$  в Китае увеличилась на 14,5%, а в Индии почти на 36%.

В целом в странах с переходной экономикой общие совокупные выбросы ПГ с учетом вклада изменений землепользования и лесного хозяйства

**Таблица 4.8.** Мировые объемы выбросов углерода в атмосферу промышленностью и другими видами хозяйственной деятельности в 2000 г. (IEA, 2002)

Мировые источники эмиссии	Выбросы, млн. т С/год
Производство тепло- и электроэнергии	2250
Строительство и производство стройматериалов	1173
Автомобильный транспорт	1150
Жилой сектор	520
Другие виды транспорта	395
Другие энергетические производства	336
Производство автомобилей	263
Другие источники выбросов	903
Всего	6470

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

**Таблица 4.9.** Выбросы CO<sub>2</sub> Сторонами, включенными в Приложение I Киотского протокола в 1990 г. (млн. т CO<sub>2</sub> в год), рекомендуемое процентное сокращение к 2008–2012 гг. относительно объемов выброса в 1990 г. (КП, 1997)

Сторона	Выбросы в 1990 г., млн. т/год	Вклад стран, %	Допустимый уровень выбросов в 2008–2012 гг. по отношению к 1990 г.
США	4957	36,1	92
Россия	2301	17,4	100
Япония	1173	8,5	94
Германия	1012	7,4	92
Великобритания	584	4,3	92
Канада	457	3,3	94
Италия	429	3,1	92
Польша	415	3,0	94
Франция	366	2,7	92
Австралия	289	2,1	108
Испания	260	1,9	92
Всего	12 252	89	
Все страны	13 728	100	

*Примечание.* Данные представлены 34 Сторонами, включенными в Приложение 1 на основе их первых Национальных сообщений к 11 декабря 1997 г. или ранее, которые были обобщены в нескольких документах. Страны, выбросы CO<sub>2</sub> которых составляли менее 260 млн. т в 1990 г., в таблицу не включены.

уменьшились с 5,55 млрд. т CO<sub>2</sub>-эквивалента в 1990 г. до 3,06 млрд. т в 2004 г. (т. е. сокращение составило 45%). В промышленно развитых странах общие выбросы ПГ в CO<sub>2</sub>-эквиваленте увеличились с 13,0 млрд. т в 1990 г. до 14,6 млрд. т в 2004 г. Под CO<sub>2</sub>-эквивалентом понимается количество некоторого ПГ, которое обеспечивает тот же парниковый эффект, что и CO<sub>2</sub>. Так, для метана, парниковый потенциал которого равен 21, для обеспечения такого же парникового эффекта, что и CO<sub>2</sub>, требуется в 21 раз меньше его количества.

Если суммарный приток в атмосферу CO<sub>2</sub>, под которым понимается эмиссия минус сток, вырос в целом по сравнению с 1990 г., то приток метана, начиная с 2000 г., уменьшился. Приток азота также уменьшился в связи со значительным сокращением производства азотсодержащих удобрений. Практически все страны, в том числе промышленно развитые, снизили свой выброс этих парниковых газов за исключением Канады и Испании. Значительное увеличение выбросов в атмосферу наблюдалось только по группе газов полностью техногенного происхождения (гидрофторуглеродные (ГФУ) и перфторуглеродные (ПФУ) соединения и SF<sub>6</sub>).

##### 4.5.6. Эмиссия и сток парниковых газов в России

**Естественные стоки.** Леса России занимают более 40% общей площади территории (17,08 млн. км<sup>2</sup>).

Площадь ее лесов превышает площади лесов Бразилии (4,78 млн. км<sup>2</sup>), Канады (3,1 млн. км<sup>2</sup>) и США (3,03 млн. км<sup>2</sup>). Леса России можно рассматривать в качестве крупнейших потенциальных стоков диоксида углерода атмосферы. Однако большая часть лесов России находится в зоне холодного климата и около 60% территории приходится на зону вечной мерзлоты, где заторможены процессы фотосинтеза и разложения биомассы. Хвойные породы занимают более 70% площади, остальную часть занимают лиственные породы. Спелые и перестойные леса, которые составляют примерно 55%, практически не поглощают CO<sub>2</sub> из атмосферы, и стоком его служат лишь 45% лесной растительности.

Объемы стока парниковых газов в секторе землепользования и лесного хозяйства определить достаточно сложно. Если глобальный сток CO<sub>2</sub> оценен путем использования наблюдений межгодового прироста его концентрации в атмосфере и данных об объемах его поглощения океаном, то для отдельной страны эту методику применить невозможно. Оценка стока CO<sub>2</sub> лесами в зависимости от объемов облесения и обезлесения на основе данных наблюдений содержит значительные неопределенности, близкие к значениям определяемого стока. Согласно (Замолотчиков, 2005), ежегодный суммарный сток CO<sub>2</sub> лесами России составлял (с учетом средних потерь углерода при рубках леса и пожарах) в период 1991–2000 гг. около 95 млн. т С/год при чистом объеме стока в резуль-

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

тате фотосинтеза 250 млн. т С/год. Величина 95 млн. т С/год получена как разность между этим объемом и средней эмиссией С при рубках леса, оцениваемой в 105 Мт С/год, и эмиссией С при пожарах, оцениваемой в 50 Мт С/год. Размеры эмиссий при пожарах с 1990 по 2002 г. варьировали в пределах от 4 до 50 Мт С/год, составив в среднем за десятилетие 15 млн. т С/год. Размеры же эмиссий после пожаров варьировали от 2 до 26 млн. т С/год при средней величине 11 млн. т С/год. Однако, поскольку охраной леса от пожаров охвачено менее половины лесных угодий страны, то эту сумму было предложено удвоить (Замолодчиков, 2005). По данным (Beer et al., 2006), сток российских лесов варьирует от 74 до 134 млн. т С/год.

##### *Источники, обусловленные землепользованием.*

Сельскохозяйственные угодья занимают почти 13% (223 млн. га), а площадь пахотных земель 8% (137 млн. га) территории России. В 1995–2002 гг. сельскохозяйственная деятельность приводила к ежегодной эмиссии 32–50 млн. т в год углерода в атмосферу в виде CO<sub>2</sub> (Заварзин, Кудеяров, 2006). В 1990–2003 гг. площадь сельхозугодий не изменилась, а площадь посевных земель уменьшилась на 33 млн. га. Большая часть этой площади (более 20 млн. га) теперь стала относиться к категории залежных земель, которые зарастают древесно-кустарниковой растительностью, что должно приводить к дополнительному стоку углерода в виде CO<sub>2</sub> на величину порядка 1,4 млн. т/год. В результате общий сток должен составить к 2005 г. порядка 30 млн. т (Замолодчиков, 2005).

Другим источником углерода является животноводство, а именно ферментация крупного рогатого скота. Согласно (КСС, 2003), поголовье крупнорогатого молочного скота непрерывно убывало с 40,2 млн. в 1992 г. до 15,0 млн. голов в 2002 г.

Это должно было уменьшить эмиссию с 67 млн. т CO<sub>2</sub>-эквивалента в 1992 г. до 25,2 млн. т в 2002 г. (Lucht, 2006). По сравнению с общим объемом антропогенных выбросов CO<sub>2</sub>-эквивалента выброс от животноводства не превосходит 2%.

**Промышленные источники.** Россия — одна из ведущих стран мира по добыче и экспорту ископаемого топлива. Основные энергоресурсы страны расположены достаточно далеко от потребителей (Полярный Урал, север Западной Сибири, север и юг Восточной Сибири, о. Сахалин). Большая часть топлива добывается в суровых природных условиях. Отсутствие достаточного количества предприятий по переработке попутного газа непосредственно в районах добычи нефти приводит к необходимости его сжигания на месте (около 20% объемов его добычи) (КСС, 2003). В местах добычи нефти и газа образуется большое количество отходов, которые также сжигаются. Для доставки топлива потребителям требуются дополнительные затраты энергоресурсов (около 10% от объема его добычи). Плохое состояние жилищного фонда и систем местного транспорта энергоносителей по сетям трубопроводов приводит к потерям большого количества тепла в городах.

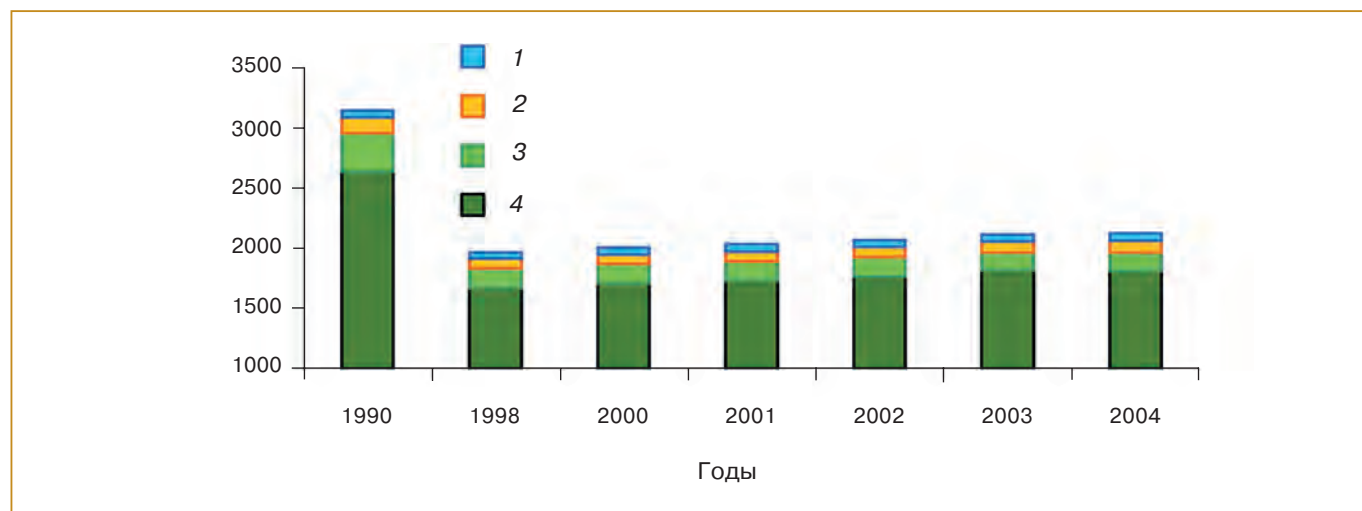
Наиболее значимыми по объемам эмиссии CO<sub>2</sub> являются: топливная, электроэнергетическая отрасли и промышленность стройматериалов. По CH<sub>4</sub> — газовая, угольная, нефтедобывающая отрасли. Указанным отраслям принадлежит до 90% выбросов CO<sub>2</sub> и более 80% выбросов CH<sub>4</sub>. При этом отраслями топливно-энергетического комплекса обеспечивалось преимущественное потребление природного газа и продуктов переработки нефти. Объемы добычи углеводородного топлива в России в 2002 г. оставались на более низком уровне по сравнению с уровнем 1990 г.: нефти и

**Таблица 4.10.** Антропогенная эмиссия парниковых газов на территории России, выбросы которых ограничены Киотским протоколом (НС-4, 2006)

Парниковый газ	Единица измерения	1990 г.	2000 г.	2004 г.
CO <sub>2</sub>	млн. т CO <sub>2</sub>	2362	1520	1630
	% от 1990 г.	100	64	69
CH <sub>4</sub>	млн. т CO <sub>2</sub> -экв.	550	286	336
	% от 1990 г.	100	52	69
N <sub>2</sub> O	млн. т CO <sub>2</sub> -экв.	98	35	96
	% от 1990 г.	100	36	98
Техногенные газы (HFC, PFC, SF <sub>6</sub> )	млн. т CO <sub>2</sub> -экв.	40	42	46
	% от 1990 г.	100	105	115
Сумма выбросов ПГ	млн. т CO <sub>2</sub> -экв.	3050	1883	2108
	% от 1990 г.	100	62	69

*Примечание.* HFC — гидрофторуглеродные соединения, PFC — перфторуглеродные.

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ



**Рис. 4.6.** Объемы выбросов (млн. т  $\text{CO}_2$ -эквивалента) от промышленных источников и источников, связанных с сельскохозяйственным производством, в России за период 1990–2004 гг. по трем основным парниковым газам:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$  (НС-4, 2006). 1 — отходы в целом; 2 — промышленные процессы; 3 — сельское хозяйство; 4 — энергетика.

газового конденсата — 74%, природного и попутного (нефтяного) газа — 93%, угля — 64%.

Национальные объемы эмиссии парниковых газов в атмосферу оцениваются по результатам инвентаризации предприятий — источников выбросов. Для оценок эмиссии парниковых газов были разработаны несколько методик инвентаризации (GPG, 2001), наиболее полная версия, которой изложена в (IG, 2006). В них содержатся общие рекомендации в виде специальных коэффициентов по видам промышленной и сельскохозяйственной деятельности, однако они не учитывают специфики, связанной с природно-климатическими условиями конкретных стран. Поэтому для каждой страны требуется коррекция коэффициентов эмиссии, рекомендуемых методикой. Сведения об инвентаризации источников эмиссии парниковых газов в значениях  $\text{CO}_2$ -эквивалента на территории России приводятся в табл. 4.10. Из данных таблицы следует, что уровень эмиссии 1990 г. превышен на 15% только по техногенным газам в 2004 г. По другим газам эмиссия не достигла уровня 1990 г. Если выбросы будут продолжать увеличиваться с той же скоростью, как в настоящее время, при увеличении ВВП на 6–7% в год, то следует ожидать превышение базового уровня эмиссии  $\text{CO}_2$ -эквивалента к 2020 г. На рис. 4.6 приведены результаты инвентаризации объемов эмиссии основных парниковых газов от промышленных и сельскохозяйственных источников, действующих на территории России (Израэль и др., 2002; НС-4, 2006).

#### 4.6. Выводы

Измерения содержания парниковых газов в атмосфере однозначно указывают на антропогенную природу увеличения их содержания и воздействие ПГ на радиационные факторы, формирующие климат. Глобальный мониторинг содержания  $\text{CO}_2$  показывает, что около 60% его антропогенного выброса остается в атмосфере, остальное поглощается океаном и растительностью суши. Аэрозоль отчасти снижает радиационное воздействие парниковых газов, при этом его влияние различно в разных частях атмосферы и над разной подстилающей поверхностью.

Атмосферные циклы парниковых газов и других радиационно-активных примесей атмосферы, таких, например, как аэрозоль, зависят от их взаимодействия с экосистемами поверхности океана и суши, так же как и непосредственно с водной средой океана. Баланс основных парниковых газов —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  — и озона формируют биосферные и геохимические циклы в океане, на суше и в атмосфере.

Продолжающееся увеличение концентрации в атмосфере парниковых газов, несмотря на ограничения их выбросов, введенные Киотским протоколом, указывает на сложность проблемы замедления или приостановки развивающегося потепления климата планеты путем ограничения объемов этих выбросов в ближайшем будущем. Это обусловлено как большим временем жизни в атмосфере основного компонента — диоксида углерода, так и рядом факторов, связанных с проблемами

развивающихся стран и стран с переходной экономикой, которые не ратифицировали Киотский протокол. Однако их вклад (за счет таких быстроразвивающихся стран, как Индия и Китай) в ежегодный глобальный выброс углерода в атмосферу (вместе с США) уже сейчас составляет около половины общего выброса парниковых газов всех стран.

Россия, занимая первое место в мире по площади лесов, обеспечивает в значительной степени поглощение лесами своей антропогенной эмиссии CO<sub>2</sub> в атмосферу. Однако это преимущество уменьшается, что связано с труднодоступностью большей части площади лесов (около половины которых составляют перестойные леса, не являющиеся стоком CO<sub>2</sub>) для принятия мер по их сохранению, вырубке и восстановлению, а также с большой продолжительностью процесса восстановления, занимающего десятки лет. Достаточно низкая среднегодовая температура на основных лесных территориях замедляет как рост леса, так и гниение лесных остатков после вырубок и пожаров. Лесные пожары вносят некоторый вклад в межгодовые источники CO<sub>2</sub> и аэрозолей и в России, и в других странах, однако лесовосстановление на пожарах в итоге не дает значительного влияния на итоговую эмиссию парниковых газов от лесных пожаров за длительный период.

#### 4.7. Литература

- Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли, 1986.** Хмелевцов С. С. (ред.), Л., Гидрометеиздат, 256 с.
- Голубятников Л. Л., Молохов И. И., Денисенко Е. А., 2005.** Модельные оценки влияния изменений климата на растительный покров и сток углерода из атмосферы, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 41, № 1, с. 25–35.
- Горбаренко Е. В., 2003.** Аэрозольная мутность атмосферы в Москве в конце XX века, Метеорология и гидрология, № 7, с. 13–18.
- Заварзин Г. Я., Кудеяров В. Н., 2006.** Почва как главный источник и резервуар органического углерода на территории России, Вестник РАН, т. 76, № 1, с. 4–24.
- Замолодчиков Д. Г., 2005.** Доклад на семинаре, проведенном Фондом охраны окружающей среды, М., 14 марта, 23 с.
- Израэль Ю. А., Назаров И. М., Никитин А. И., Яковлев А. Ф., Гитарский М. Л., 2002.** Вклад России в изменение климата и изменение концентрации парниковых газов в атмосфере, Метеорология и гидрология, № 5, с. 17–27.
- КП: Киотский протокол к Рамочной Конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата, 1997.** 33 с.
- КСС: Россия в цифрах, 2003.** Краткий статистический сборник, М., 398 с.
- Лесной фонд России, 2004.** Справочник, М., ВНИИЦлесоресурс, 633 с.
- Махоткина Е. Л., Лукин А. Б., Плахина И. Н., Панкратова Н. В., 2006а.** Многолетние изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в России, Метеорология и гидрология, № 7, с. 41–48.
- Махоткина Е. Л., Лукин А. Б., Плахина И. Н., Панкратова Н. В., 2006б.** Анализ годового хода и межгодовой изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы над территорией России, Исследования Земли из космоса, № 5, с. 1–9.
- МП: Монреальский протокол по проблеме веществ, разрушающих озоновый слой, 1988.** Бюллетень ВМО, т. 37, № 2, с. 118–121.
- НС-4: Четвертое Национальное сообщение Российской Федерации по изменению климата, представленное в соответствии со статьями 4 и 12 Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата и статьей 7 Киотского протокола, 2006.** М., 105 с.
- Парамонова Н. Н., Привалов В. И., Решетников А. И., 2001.** Мониторинг углекислого газа и метана в России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 37, № 1, с. 38–43.
- Покровский И. О., Покровский О. М., 2003.** Определение альбедо системы почва — растительность по данным многоугловых дистанционных измерений отраженной солнечной радиации, Исследования Земли из космоса, № 5, с. 6–19.
- Русина Е. Н., Радионов В. Ф., 2002.** Оценка доиндустриальной оптической толщины атмосферы при полярной дымке в Арктике и современного вклада антропогенных выбросов, Метеорология и гидрология, № 5, с. 35–39.
- Тарасова Т. А., Ярхо Е. В., 1991.** Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по измерениям прямой интегральной радиации, Метеорология и гидрология, № 12, с. 66–71.
- Улюмжинова Н. Н., Чубарова Н. Е., Смирнов А. Н., 2005.** Характеристики атмосферного аэрозоля в Москве по данным солнечного фотометра CIMEL, Метеорология и гидрология, № 1, с. 48–57.
- Beer U., Lucht W., Schmullins C., and Shvidenko A., 2006.** Small net carbon dioxide uptake by Russian forests during 1981–1999, Geophys. Res. Lett., vol. 33, L15403, doi:1029/2006 GL 026919.
- Boucher O. et al., 2004.** Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapor and climate, Climate Dynamics, vol. 22, pp. 597–604.
- Bousquet P. et al., 2006.** Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric variability, Nature, vol. 443, pp. 439–443.

#### 4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

- Bouwman A. F., Boumans L. J. M., and Batjes N. H., 2001.** Global Estimates of Gaseous Emission of  $\text{NH}_3$ ,  $\text{NO}$  and  $\text{N}_2\text{O}$  from Agricultural Land, Food and Agriculture Organisation, Rome, 57 p.
- Brovkin V. M. et al., 2006.** Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity, *Climate Dynamics*, vol. 26(6), pp. 587–600.
- Brown S., 1997.** Forests and climate change: Role of forest lands as carbons sinks, Report on XI World Forestry Congress, Antalya, Turkey, 13–22 October, vol. 1, Topic 4.
- Chen Y. H. and Prinn R. G., 2006.** Estimation of atmospheric methane emission between 1996–2001 using 3D global chemical model, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D10307, doi:10.1029/2002GL06848.
- Crutzen P. J., 2004.** New directions: The growing urban heat and pollution “island” effect — impact on chemistry and climate, *Atmospheric Environment*, vol. 38, pp. 3539–3540.
- DeFries R. S. et al., 2002.** Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, vol. 99(22), pp. 14256–14261.
- Denman K. L., Brasseur G., et al., 2007.** Coupling between changes in climate system and biogeochemistry, Ch. 7, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- FAO, 1995.** Food and Agriculture Organization, Forest Resources Assessment 1990, Global Synthesis, FAO Forestry Paper 124, Rome, Italy.
- Forster P., Ramaswamy V., et al., 2007.** Changes in atmospheric constituents and radiative forcing, Ch. 2, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Goldewijk K., 2001.** Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE database, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 15, pp. 417–433.
- GPG: Good Practice Guidance and Uncertainty Management in National Greenhouse Gas Inventories, 2001.** IPCC, Penmen J. et al. (eds).
- Gordon L. J. et al., 2005.** Human modification of global water vapor flows from the land surface, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, vol. 102, pp. 7612–7617.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., et al., 2005.** Efficacy of climate forcing, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, (D18), D18104, doi:1029/2005JD005776.
- Hein R., Cruttsen P. G., and Heimann M., 1997.** An inverse modeling approach in investigate the global atmospheric methane cycle, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 11, pp. 43–76.
- Hirsch A. I. et al., 2006.** Inverse modeling estimates of the global nitrous oxide surface flux from 1998–2001, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 20, GB1008, doi:10.1029/2004GB002443.
- Holland E. A. et al., 2005.** Nitrogen deposition onto the United States and Western Europe: Synthesis of observations and models, *Ecol. Appl.*, vol. 15, pp. 273–294.
- Houghton R. A., 2003.** Revised estimate of annual net flux of carbon in land use and land management 1850–2000, *Tellus*, vol. 55B, pp. 378–390.
- Houweling S., Dentener F., and Lelieveld J., 2000.** The impact of nonmethane hydrocarbone copmpaunds on tropospheric photochemistry, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, pp. 17243–17255.
- IEA, 2002.** International Energy Agency, World Energy Outlook 2002.
- IEA, 2006.** International Energy Agency, World Energy Outlook 2006.
- IEA, 2007.** International Energy Agency, World Energy Outlook 2007.
- IG: IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventory, 2006.** Vol. 1–5.
- IPCC, 1999.** Aviation and the Global Atmosphere: A Special Report of the IPCC WG I and III, Penner J. E. et al. (eds.), Cambridge, Cambridge University Press, 373 p.
- IPCC, 2007.** Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Keller M. et al., 2005.** Soil–atmosphere exchange for nitrous oxide, nitricoxide, methane, and carbon dioxide in logged and undisturbed forest in the Tapajos National Forest, Brazil, *Earth Interactions*, vol. 9, pp. 1–28, doi:10.1175/EI125.1.
- Kiselev A. A. and Karol I. L., 2002.** The ratio between nitrogen oxides and carbon monoxide total emissions as precursors of tropospheric hydroxyl content evolution, *Atmospheric Environment*, vol. 36, pp. 5971–5981.
- Kroeze C., Dumont E., and Seitzinger S.P., 2005.** New estimates of global emissions of  $\text{N}_2\text{O}$  from rivers and estuaries, *Environ. Sci.*, vol. 2, pp. 159–165.
- Kurz W. A. and Apps M. J., 1996.** Retrospective assessment of carbon flows in Canadian boreal forests, in: *Forest Ecosystems, Forest Management*

- and the Global Carbon Cycle, Apps M. J. and Price D. T. (eds.), NATO ASI Series 1, vol. 40, Berlin, Springer-Verlag, pp. 173–182.
- Lucht W., Schmullius C., and Shvidenko A., 2006.** Small net carbon dioxide uptake by Russian forests during 1991–1999, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L15403, doi:10.292006GL026919.
- Mikaloff Fletcher S. E. et al., 2004.** CH<sub>4</sub> sources estimated from atmospheric observations of CH<sub>4</sub> and its <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C isotopic ratios: 2. Inverse modeling of CH<sub>4</sub> fluxes from geographical regions, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, doi:10.1029/2004GB002224.
- Minnis P. et al., 2004.** Contrails, cirrus trends and climate, *J. Climate*, vol. 17, pp. 1671–1685.
- Mishchenko M. I., Geogdzhayev I. V., Rossow W. B., Cairns B., Carlson B. E., Lacis A. A., Liu Li, and Travis L. D., 2007.** Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend, *Science*, vol. 315, p. 1543.
- Mosier A. et al., 1998.** Closing the global N<sub>2</sub>O budget: N<sub>2</sub>O emissions through the agricultural nitrogen cycle, OECD/IPCC, IEA Phase II Development of IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventory Methodology, Nutrient Cycling in Agroecosystems, vol. 52, pp. 225–248.
- Myhre G. and Myhre A., 2003.** Uncertainties in radiative forcing due to surface albedo changes caused by land use changes, *J. Climate*, vol. 16, pp. 1511–1524.
- Nevison C., Lueker T., and Weiss R. F., 2005.** Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, GB1018, doi:10.1029/2003GB002110.
- Novakov T. et al., 2003.** Large historical changes of fossil fuel black carbon aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, pp. 1324, doi:10.1029/2002GL016345.
- Okulov O., 2003.** Variability of Atmospheric Transparency and Precipitable Water in Estonia during Last Decades, Tartu University Press, 79 p.
- Olivier J. G. J. et al., 2005.** Recent trends in global greenhouse emissions regional trends 1970–2000 and spatial distribution of key sources in 2000, *Environ. Sci.*, vol. 2, pp. 81–99.
- Ramankutty N. and Foley J. A., 1999.** Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 14, pp. 997–1027.
- Ramaswamy V. et al., 2001.** Radiative forcing of climate change, Ch. 6, in: IPCC, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, UK and New York, USA, Cambridge University Press.
- Randerson T. et al., 2006.** The impact of boreal forest fire on climate warming, *Science*, vol. 314, pp. 1130–1132.
- Sausen R. et al., 2005.** Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999), *Meteorolog. Zeitschrift.*, Bd. 14, pp. 1–7.
- Scheehle M. R., Irving W. N., and Kruger D., 2002.** Global anthropogenic methane emission, in: Non-CO<sub>2</sub> Greenhouse Gases, Rotterdam, Millpress, pp. 257–262.
- Shaw G. E., 1985.** On the climatic relevance of Arctic haze static energy balance considerations, *Tellus*, vol. 47, No. B1, 50 p.
- Shine K. P., Derwent R. G., et al., 1990.** Radiative forcing of climate, Ch. 2, in: IPCC, 1990: The IPCC Scientific Assessment, Houghton J. T. et al. (eds.), Cambridge, UK and New York, USA, Cambridge University Press.
- Solomon S., Qin D., Manning M., Alley R. B., Bertsen T., Bindoff N. L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J. M., Hegerl G. C., Heimann M., Hewitson B., Hoskins B. J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T. F., Whetton P., Wood R. A., and Wratt D., 2007.** Technical Summary, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Terez E. I. and Terez G. A., 2002.** Investigation of atmospheric transmission in the Crimea (Ukraine) in the twentieth century, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 41, pp. 1060–1063.
- Travis D. J. et al., 2004.** Regional variations in U.S. diurnal temperature range for the 11–14 September 2001 aircraft groundings: Evidence of jet contrail influence on climate, *J. Climate*, vol. 17, pp. 1123–1134.
- Wang G. et al., 2004.** Decadal variability of rain-fall in the Sahel: Results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere–biosphere model, *Climate Dynamics*, vol. 22, doi:10.1007/s00382-004-0411-3.
- Warwick N. J. et al., 2002.** The impact of meteorology on the interannual growth rate of atmospheric methane, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29(20), 1947, doi:10.1029/2002GL015282.
- Wuebbles D. J. and Hayhoe K., 2002.** Atmospheric methane and global change, *Earth Sci. Rev.*, vol. 57, pp. 177–210.
- Young-Kwon Lim, Ming Cai, Kalnay E., and Liming Zhou, 2005.** Observational evidence of sensitivity of surface climate changes to land types and urbanization, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L22712, doi:10.1029/2005GL024267.