

УДК 551.501:629.195.1

Доктор техн. наук

А.Х. Ахмеджанов *

А.Н. Исаков *

**ОСОБЕННОСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ ИНФРАКРАСНОГО
ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРНЫМИ ГАЗАМИ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ
ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА***ПОГЛАЩЕНИЕ, ИНФРОКРАСНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ, ПАРНИКОВЫЕ
ГАЗЫ*

Исследованы особенности процесса поглощения инфракрасного излучения парниковыми газами над территорией Казахстан на основе данных космического зондирования. Получены отклонения расчетных вертикальных профилей объемного коэффициента поглощения излучения от стандартного распределения в зависимости от широты.

При неизменности солнечной постоянной и, соответственно, потока солнечной радиации, среднегодовые приповерхностные температуры и климат, определяются тепловым балансом Земли. Для теплового баланса выполняются условия равенства величин поглощения коротковолновой радиации и излучения длинноволновой радиации в системе Земля-атмосфера. В свою очередь, доля поглощенной коротковолновой солнечной радиации определяется общим (поверхность и атмосфера) альбедо Земли. На величину потока длинноволновой радиации, уходящей в космос, существенное влияние оказывает парниковый эффект, в свою очередь, зависящий от состава и температуры земной атмосферы.

Парниковый эффект атмосфер обусловлен их различной прозрачностью в видимом и дальнем инфракрасном диапазонах. На диапазон длин волн 400...1500 нм в видимом свете и ближнем инфракрасном диапазоне приходится 75 % энергии солнечного излучения, большинство газов не поглощают в этом диапазоне; рэлеевское рассеяние в газах и рассеяние на атмосферных аэрозолях не препятствуют проникновению излучения этих длин волн в глубины атмосфер и достижению поверхности планет. Одним из наиболее весомых факторов, влияющих глобально на радиационный

* АО «Национальный центр космических исследований и технологий»
НКА РК, г. Алматы

режим планет, является изменение концентрации оптически активных компонентов в атмосфере. К исследованиям оптически активных парниковых газов привлечено большое внимание [1].

Для исследования парниковых газов в атмосфере используют методы дистанционного зондирования [3-6]. Широко используемыми являются данные программы атмосферного химического эксперимента канадского спутника SCISAT-1 (с 2003 года). Его основными инструментами являются оптический спектрометр ACE-FTS (ИК-Фурье) и ультрафиолетовый спектрофотометр MAESTRO. Эти приборы на борту SCISAT-1 измеряют вертикальное распределение более 20 атмосферных газов, в том числе озона, диоксида азота и аэрозолей в атмосфере Земли. Спектрофотометр MAESTRO измеряет содержание озона в области спектра 285...1030 нм. Инструмент ACE-FTS является основной полезной нагрузкой космического аппарата SCISAT-1, научной целью которого является измерение параметров химических и динамических процессов, которые контролируют распределение озона в верхней тропосфере и стратосфере. С помощью инфракрасного тепловизора (VNI) проводятся измерения содержания аэрозолей с помощью двух датчиков на длинах волн 0,525 и 1,02 мкм. Многие данные дистанционного зондирования Земли из космоса находятся в режиме свободного доступа, но эти данные являются осредненными за определенный период времени. Спутник RADARSAT-1 оснащен радаром бокового обзора с синтезированной апертурой. Приборы дистанционного зондирования, находящиеся на борту спутника ENVISAT: MERIS – спектрометр с океанографической миссией для исследования состава воды, содержания хлорофилла, поглощения кислорода, оценка испарений, образования водяного пара. RA-2 – радарный спектрометр, наряду с другими (MWR, DORIS и LRR) приборами спутника, предназначен для вычисления высот, в том числе глобального уровня моря; динамики океанических циркуляций; высоты волн и скорости ветра; толщины ледовых полей. GOMOS – сенсор предназначен для мониторинга озона, парниковых газов и аэрозоля в стратосфере и мезосфере. Этот сенсор пропускает тропосферу, являющуюся наиболее жизненно важным нижним слоем земной атмосферы. SCAMACHY – сенсор, который регистрирует процесс поглощения излучения в атмосфере в диапазоне спектра 240...2380 нм. Этот прибор предназначен для исследования динамики и радиационного баланса атмосферы. Спектрометр MODIS на спутниках Terra и Aqua регистрирует излучение в диапазоне длин волн от 0,4 мкм до 14,3 мкм. Для ближ-

него и дальнего инфракрасной области спектра объемные коэффициенты поглощения парниковых газов рассчитываются с использованием банка данных HITRAN [5].

Для восстановления ключевых параметров атмосферы используется сканер AIRS (инфракрасный зондировщик атмосферы), позволяющий получать данные от 2378 спектральных каналов, по которым, в частности, восстанавливаются (<http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/>) температурные профили атмосферы. Алгоритм восстановления основан на использовании множества весовых функций, и при этом постулируется, что данная весовая функция, максимум которой приходится на определенную высоту, соответствует генерации ИК-излучения атмосферой на этой высоте.

Земная атмосфера содержит водород, азот, диоксид углерода, пары воды, аммиак и следы других газов наряду с небольшими количествами кислорода и озона. При этом поглощение водорода, азота и аммиака в участке спектра от 160 до 250 нм столь незначительно, что им можно пренебречь. Основными парниковыми газами, в порядке их оцениваемого воздействия на тепловой баланс Земли, являются водяной пар, углекислый газ, метан и озон. В данной работе список этих газов был взят с учетом их влияния: водяной пар (H_2O), диоксид углерода (CO_2), метан (CH_4), закись азота (N_2O) и озон (O_3). Главный вклад в парниковый эффект земной атмосферы вносит водяной пар или влажность воздуха тропосферы, влияние других газов гораздо менее существенно по причине их малой концентрации. Вместе с тем, концентрация водяного пара в тропосфере существенно зависит от приповерхностной температуры: увеличение суммарной концентрации «парниковых» газов в атмосфере должно привести к усилению влажности и парникового эффекта, который в свою очередь приведет к увеличению приповерхностной температуры. При понижении приповерхностной температуры концентрация водяных паров падает, что ведет к уменьшению парникового эффекта. При снижении температуры в приполярных районах формируется снежно-ледяной покров, ведущий к повышению альбедо и уменьшению парникового эффекта, вызывающим понижение средней приповерхностной температуры.

Современная атмосфера фактически непрозрачна для большей части солнечного излучения, она поглощает почти всю его энергию, оставляя «окна прозрачности» лишь для видимой части спектра. Непрозрачность атмосферы для ультрафиолета зависит главным образом от наличия в ней свободного кислорода O_2 и озона O_3 . Причём, чем меньше длина

волны, тем большую энергию несет излучение. А чем выше энергия излучения, тем в свою очередь больше вероятность того, что под его воздействием будут происходить фотохимические реакции распада и синтеза молекул. Для длин волн более 160...200 нм коэффициент поглощения водяных паров, кислорода и двуокиси углерода резко падает. Излучение с длиной волны более 200 нм легче проходит через эти газы.

Следует отметить, что разные атмосферные газы обладают сильно различающимся распределением по высоте. Обычно газ распределяется по вертикали экспоненциально, причем наивысшая его концентрация наблюдается у поверхности Земли, а с высотой она снижается. При современном содержании CO_2 в атмосфере этот газ задерживает только излучение с длиной волны менее 190 нм. При содержании в 30 раз выше современного двуокись углерода задерживала бы волны длиной до 205 нм. В противоположность кислороду основной запас двуокиси углерода содержится не в атмосфере, а в океанских водах. Океан поэтому представляет собой прекрасный «буфер», регулирующий содержание CO_2 в атмосфере.

Кислород сильно влияет на состав солнечного излучения, которое доходит до поверхности Земли. Не считая системы полос вблизи 180 и 190 нм, обусловленной атомным резонансом, рост содержания кислорода в атмосфере сопровождается увеличением поглощения жесткого ультрафиолета. Этот эффект при современном содержании кислорода в атмосфере распространяется на область до 250 нм, а далее главную роль в поглощении начинает играть озон.

Содержание озона прямо зависит от содержания кислорода. Таким образом, атмосфера, бедная кислородом, не может быть насыщена озоном. Хотя константы, определяющие образование озона, известны пока не слишком хорошо, можно оценить количество озона, которое будет присутствовать в атмосфере при разных уровнях содержания кислорода. Озон даже при низком содержании кислорода экранирует ультрафиолет с длиной волны около 250 нм, кислород и озон вместе эффективно поглощают жесткое ультрафиолетовое излучение.

Поглощение излучения мало зависит от содержания углекислого газа, так как этого газа в атмосфере немного. Основная роль здесь принадлежит кислороду. Сильное поглощение озоном ультрафиолета с длиной волны от 240 до 270 нм приводит к ослаблению этих волн уже в атмосфере. Становится значительным поглощение в атмосфере более коротковол-

нового излучения, и для полного поглощения солнечного ультрафиолета достаточно слоя воды толщиной 1 м.

В условиях равновесия между водой и атмосферой растворимость кислорода в воде тем меньше, чем выше температура и соленость воды. При прочих равных условиях пресная вода содержит примерно на 25 % больше кислорода, чем океанская.

Предсказываемое к концу столетия удвоение концентрации CO_2 в земной атмосфере в результате парникового эффекта может привести к увеличению уходящего длинноволнового излучения на $3 \dots 4 \text{ Вт/м}^2$ и средней температуры поверхности Земли на $1,5 \dots 4 \text{ }^\circ\text{C}$ с учетом внутренних обратных связей. За минувшее столетие в парниковом эффекте отчетливо наблюдается резкое повышение содержания ключевых парниковых газов (CO_2 , CH_4 и др.) в атмосфере, сопровождающееся ростом среднегодовой температуры поверхности Земли. Аномально высокое содержание ключевых парниковых газов в современной атмосфере и большая скорость их накопления в настоящее время указывает на возможность антропогенного характера современных процессов. Рост температуры поверхности в свою очередь способствует увеличению эмиссии углекислого газа из таких резервуаров как океан и карбоната земной коры, где его запасы огромны и достаточны для создания давления в десятки атмосфер, практически как на Венере. Также с увеличением температуры поверхности возрастает вероятность выхода большого количества CH_4 в атмосферу. В связи с проблемой аномально быстрого роста концентрации углекислого газа и метана в атмосфере в настоящее время, и наличия огромного количества этих газов в различных земных резервуарах, актуальным становится вопрос о глобальной устойчивости современного термического режима поверхности Земли, при условии потенциально возможного «неограниченного» накопления парниковых газов в атмосфере.

Прогресс в развитии инфракрасной техники и появление в 1990-х годах спутниковых Фурье спектрометров достаточно высокого разрешения (до $0,05 \text{ см}^{-1}$) и Фурье спектрометров наземного базирования с разрешением до $0,001 \text{ см}^{-1}$ позволяет иметь десятки-сотни тысяч спектральных каналов в тепловой инфракрасной области. В результате существенно повысилась информативность натуральных спектров атмосферы. Обратная задача по определению параметров атмосферы из ее тепловых спектров высокого разрешения стала существенно переопределенной. Произошли качественные изменения в методах обработки и интерпретации спутниковых данных. Успе-

хи в области прикладной атмосферной инфракрасной спектроскопии, создание баз данных детальной спектроскопической информации по атмосферным газам: *HITRAN*, *GEISA* и другие, накопление априорной информации по профилям температуры и концентрации оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе *TIGR*, информационной системе *British Atmospheric Data Center* и другие способствуют прогрессу в дистанционном зондировании парниковых газов, таких как: H_2O , CO , O_3 , CH_4 , N_xO_y , CO_2 и др. Наличие системы многолетнего мониторинга управляющих параметров климатической системы Земли (радиационный баланс планеты, альbedo, концентрация парниковых газов, водный цикл, баланс энтропии и свободной энергии на верхней границе атмосферы) позволит в перспективе получать новые знания о физике теплового баланса нашей планеты, выявить характерные тренды в процессе глобального потепления и их количественные характеристики. Одним из важных являются концентрации парниковых газов в атмосфере и их общее содержание в атмосферном столбе. Восстановление глобальных трехмерных распределений температуры и концентрации парниковых газов, и наблюдение этих распределений в течение длительного промежутка времени, могли бы существенно улучшить понимание зависимости между ростом концентрации парниковых газов и глобальным потеплением. Технологии термического зондирования атмосферы из космоса с целью получения метеорологических параметров разрабатываются уже более 30 лет и созданию эффективной космической системы мониторинга атмосферных газов уделяется особое внимание. До недавнего времени термическое зондирование атмосферы в надир основывалось на данных, получаемых многоканальными спектрорадиометрами, регистрирующими тепловое излучение атмосферы в различных спектральных интервалах. Например, многоканальный спектрометр, размещенный на борту спутников GOES-8/9, регистрирует ИК излучение атмосферы в 18 каналах в диапазоне $650 \dots 2800 \text{ см}^{-1}$, с полушириной функции фильтра порядка $10 \dots 50 \text{ см}^{-1}$. В последнее время, в дополнение к орбитальным многоканальным спектрорадиометрам, которые регистрируют уходящее тепловое излучение атмосферы Земли в нескольких спектральных интервалах, на орбиту выводятся или планируются к запуску Фурье-спектрометры относительно высокого спектрального разрешения (до $0,1 \text{ см}^{-1}$) с непрерывным спектральным покрытием и направлением зондирования в надир.

Ослабление ИК излучения поглощающими газами (H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O) характеризуется коэффициентами поглощения (КП) [2]. Разли-

чают объемный (линейный) k_λ [см⁻¹] и массовый α_λ [см² г⁻¹] КП, которые связаны соотношением:

$$k_\lambda = \alpha_\lambda \rho_w, \quad (1)$$

здесь ρ_w – плотность поглощающего газа при $p = 1$ атм и $T = 273$ °К, k_λ измеряется в лабораторных условиях, или рассчитывается, если известны т.н. лабораторные спектры колебательных и вращательных переходов молекулы газа:

$$k_\omega(h) = k_\omega^{cont}(h) + N_0(h) \cdot \sum_{i=1}^{N_g} n_i(h) \sum_k R_{ik}(h) \sum_j S_{ikj}(T(h)) \cdot \Phi_{ikj}(\omega_{ikj} - \omega, T(h), p(h)), \quad (2)$$

где $p(h), T(h), N_0(h) = \frac{p(h)}{k_b T(h)}$ – давление, температура и концентрация молекул на высоте h соответственно; $n_i(h)$ – относительная концентрация i -го газа; $R_{ik}(h) = a_{ik}(h) / a_{ik}^0$ – отношение данной распространенности на высоте h к естественной распространенности k -го изотопа i -го газа; S_{ikj} – интенсивность j -й спектральной линии [см·моль⁻¹]; Φ_{ikj} – форма спектральной линии; k_ω^{cont} – континуальный коэффициент поглощения. Температурная зависимость

интенсивности линии описывается Больцмановским уравнением:

$$S_{ikj}(T) = S_{ikj}(T_0) \cdot \Gamma(\omega_{ikj}, T) \frac{\Omega_{ik}(T_0)}{\Omega_{ik}(T)} \exp\left\{-\frac{hcE_{ikj}}{k_b} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)\right\}, \quad (3)$$

где $T_0 = 296$ °К; E_{ikj} – основной энергетический уровень [см⁻¹]; ω_{ikj} – волновое число перехода; $\Omega(T), \Omega(T_0)$ – колебательно-вращательные статистические суммы при данной и стандартной температурах; $\Gamma(\omega_{ikj}, T) = (1 - \exp(-hc\omega_{ikj} / k_b T)) / (1 - \exp(-hc\omega_{ikj} / k_b T_0))$.

Для атмосферных газов: HITRAN, GEISA, ИОА СО РАН (<http://spectra.iao.ru>) имеются банки данных (БД) лабораторных спектральных данных. Основными параметрами, входящими в БД являются индекс молекулы, индекс изотопа молекулы, центральная частота спектральной линии, интенсивность линии, матричный элемент дипольного момента перехода, полуширина лоренцовской линии поглощения, энергия нижнего состояния соответствующего перехода, показатель температурной зависимости полуширины линии, параметр сдвига центра линии при $p = 1$ атм и $T = 296$ °К, квантовые числа верхнего и нижнего состояния соответствующего

щего перехода. Применяемый здесь метод «line-by-line» для расчета спектральных характеристик атмосферы, учитывающий все линии поглощения, является точным.

Для сравнения спектральных характеристик поглощения, полученных в лабораторных условиях, со спектральными характеристиками спутникового спектрометра, необходимо «привести» лабораторный спектр $S^{lab}(\omega')$ к спутниковому $S^{conv}(\omega)$, т.е. выполнить операцию свертки (конволюцию):

$$S^{conv}(\omega) = \int_{\omega-\Delta\omega}^{\omega+\Delta\omega} S^{lab}(\omega') g(\omega' - \omega) d\omega', \quad (4)$$

здесь $g(\omega)$ – аппаратная (инструментальная) функция, $\pm \Delta\omega$ – крылья линии.

Координаты участков, для которых вычислялись профили коэффициентов поглощения: участок 1 – (52°36' с.ш., 67°29' в.д.), (55°35' с.ш., 70°40' в.д.) и участок 2 – (41°37' с.ш., 67° 29' в.д.), (44°31' с.ш., 70°29' в.д.). Участки соответствуют двум различным максимально разнесенным климатическим зонам территории Казахстана.

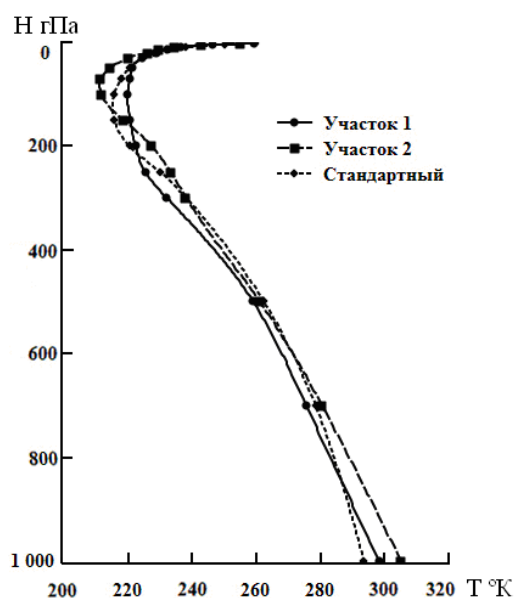


Рис. 1. Средние за июль 2011 г. профили температуры для участков 1 и 2 на территории Казахстана и летний стандартный среднеширотный профиль температуры.

В целом стандартный среднеширотный профиль температуры хорошо согласуется с реальными профилями температуры по территории Казахстана (рис. 1).

Отклонения температурных профилей от стандартного составляет 6 %. Отклонения профилей коэффициента поглощения на уровне 500 гПа для углекислого газа (рис. 2) составляет около 1,5 %. Для закиси азота (рис. 3) – около 5 %, метана (рис. 4) – 3 %. Таким образом, выявляется слабая чувствительность поглощательных свойств парниковых газов к климатическим вариациям температуры.

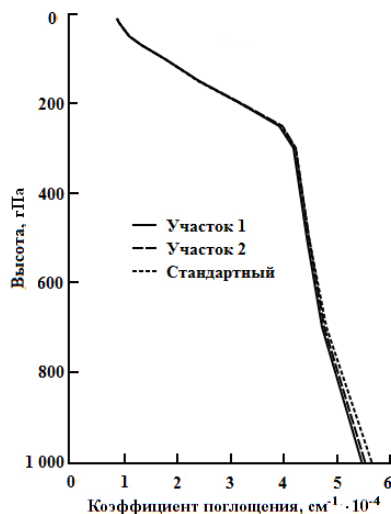


Рис. 2. Профиль коэффициента поглощения углекислого газа, вычисленный по профилям температуры для участков 1, 2 и по стандартному профилю температуры.

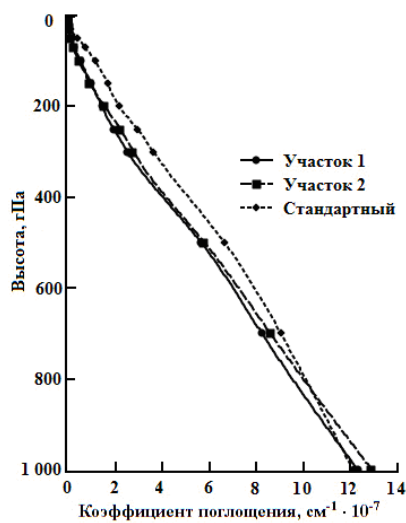


Рис. 3. Профиль коэффициента поглощения закиси азота, вычисленный по профилям температуры для участков 1, 2 и по стандартному профилю температуры.

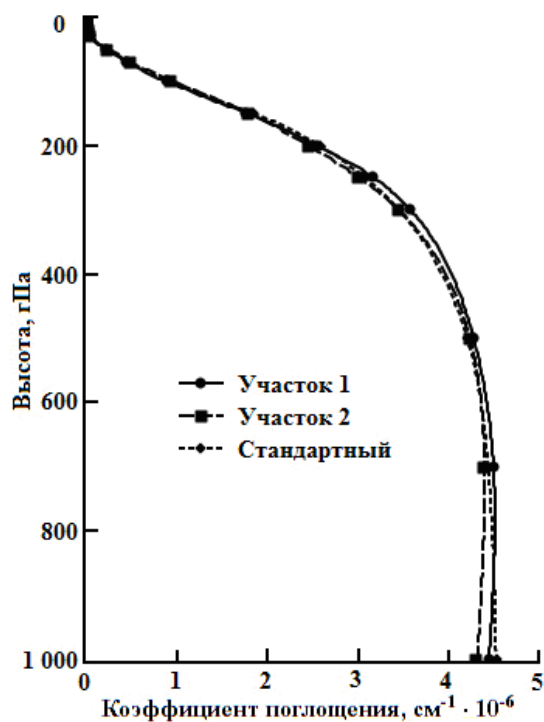


Рис. 4. Профиль коэффициента поглощения метана, вычисленный по профилям температуры для участков 1 и 2 и по стандартному профилю температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грибанов К.Г., Бреон Ф.М., Захаров В.И. Эффект отраженного поверхностью ИК-излучения, наблюдаемый в эмиссионных спектрах атмосферы при зондировании Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. – 2000. – Т. 13. – №12. – С. 1119-1122..
2. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. – СПб: Наука, 2003. – 475с.
3. Gribanov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev V.I.G. A New Software Tool for Radiative Transfer Calculations and its application to IMG/ADEOS data // JQSRT. – 2001. – Vol. 68. – No.4. – PP. 435-451.
4. Hoffland L., Piffath R., Bouk J. Spectral signature of chemical agents and simulants // Optical Engineering. – 1985. – Vol. 24. – No 6. – P. 982-984.
5. Rothman L.S., Barbe A., Benner D.C. etc. The HITRAN Molecular Spectroscopic Database: Edition of 2000 Including Updates Through 2001 // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer., 82, 5-44 (2003).

6. Rothman L.S., Jacquemart D., Barbe A. etc. The HITRAN2004 Molecular Spectroscopic Database, JQSRT, 96, 139-204 (2005).

Поступила 25.07.2012

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов
А.Н. Искаков

**ОҢТҮСТІК ЖӘНЕ СОЛТҮСТІК ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫ
ҮСТІНДЕГІ ИНФРАҚЫЗЫЛ СӘУЛЕЛЕНУДІҢ АТМОФЕРАЛЫҚ
ГАЗДАРМЕН ЖҰТЫЛУ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ**

Ғарыштық барлау мәліметтері негізінде Қазақстан аумағы үстіндегі парниктік газдармен инфрақызыл сәулеленудің жұтылу процесінің ерекшеліктері зерттелген. Сәулеленудің жұтылуы көлемді коэффициентінің есептелген тік пішіндерінің ендікке байланысты қалыпты үлестірілімінен ауытқуы алынған.