

КРИОГЕННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

УДК 551.467+551.52+551.510.534

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(31-39)

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДИ МОРСКИХ ЛЬДОВ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ И ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ

В.М. Федоров, Д.М. Фролов

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; fedorov.msu@mail.ru*

Рассмотрены динамика площади морских льдов в Северном полушарии и изменение инсоляции на разных высотных уровнях в полярных районах как возможные факторы изменения общего содержания озона в атмосфере. Установлено, что годовой ход общего содержания озона тесно связан с годовым ходом и многолетними изменениями площади морских льдов в Северном полушарии. На основе регрессионной модели выполнен оценочный прогноз общего содержания озона до 2050 г. Показано, что в этой модельной концепции следует учитывать криосферный фактор изменения общего содержания озона в атмосфере (площади морских льдов в Северном полушарии и инсоляции на разных высотных уровнях в полярных районах).

Общее содержание озона, площадь морских льдов, планетарное альbedo, инсоляция, инсоляционная контрастность, корреляция, регрессионная модель, оценочный прогноз

ON THE RELATIONSHIP BETWEEN SEA ICE EXTENT DYNAMICS IN THE NORTHERN HEMISPHERE AND TOTAL ATMOSPHERIC OZONE

V.M. Fedorov, D.M. Frolov

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; fedorov.msu@mail.ru*

The sea ice extent dynamics in Northern Hemisphere and variations of solar irradiance at different altitudes of polar regions are considered as possible controls of total ozone variations in the atmosphere. It has been determined that annual variation of total ozone closely correlates with the annual course and long-term variations of sea ice extent in Northern Hemisphere. We used a regression model for forecasting total ozone column up to 2050. It has been revealed that the model concept of total ozone column should take into account the earth's cryosphere effect (cryospheric factor) on variability of total ozone in the atmosphere. The cryospheric factor includes changes in the sea ice extent in the Northern Hemisphere and insolation variations at different altitudes in the polar regions.

Total ozone, sea ice extent, planetary albedo, insolation, insolation contrast, correlation, regression model, forecasting

ВВЕДЕНИЕ

Изменение общего содержания озона (ОСО) в атмосфере и его причины являются важной проблемой наук о Земле. Актуальность этой проблемы определяется ее важностью для жизни на Земле. Жизнь может существовать на Земле только при наличии “озонового экрана”, предохраняющего планету от ультрафиолетовой радиации Солнца. Этим определяется значимость исследования общего содержания озона в атмосфере, его пространственной и временной изменчивости.

Изучение ОСО включает два направления. Первое – это анализ и развитие представлений о фотохимических реакциях, в результате которых образуется и разрушается озон (фотохимическая теория). Основу этого направления составляет

фундаментальная модель (схема фотохимических реакций) С. Чепмена [*Chapman, 1930*], которая в принципе объясняет существование в атмосфере слоев повышенной концентрации озона и атомарного кислорода. Второе направление – динамическое [*Перов, Хргиан, 1980*]. Оно включает представления о циркуляционных и вихревых процессах в атмосфере, вертикальных потоках воздуха, в результате которых озон транспортируется в вертикальном и горизонтальном направлениях из областей источника озона в области его стока. Наши исследования показывают, что в концепции модели ОСО третьим важным звеном может быть криосферное направление – сезонная и многолетняя динамика площади морских льдов, с которой

связано изменение планетарного альbedo и содержания водяного пара в полярных районах Земли, а также особенности изменения инсоляции на разных высотных уровнях в полярных районах Земли. Изучение связей площади морских льдов и инсоляции с ОСО в разных временных масштабах (годовой ход, многолетняя изменчивость) является целью работы. С изменением альbedo связано изменение количества отраженной морскими льдами в атмосферу солнечной радиации (снежно-ледовой поверхностью отражается 60–90 % солнечной радиации, водной поверхностью – менее 10 %). С изменением содержания водяного пара связано изменение рассеянной радиации и содержания радикалов HO_2 и OH , влияющих на разрушение озона [Hunt, 1966]. Кроме того, с изменением площади морских льдов может быть связана растворимость озона и, следовательно, динамика ОСО. Это ледовое звено в общей модели ОСО представляется оправданным и по той причине, что максимальные значения ОСО локализованы в полярных районах Земли. Здесь отмечается и максимальная изменчивость (в годовом ходе и многолетняя) ОСО [Перов, Хргиан, 1980]. Этот возможный предиктор ОСО совершенно не исследован.

Традиционно считается, что озон генерируется в экваториальной области планеты в результате фотохимических реакций и переносится в полярные районы воздушными массами [Перов, Хргиан, 1980]. При этом не исследованы особенности инсоляции полярных районов и возможности полярной генерации озона в атмосфере и стратосфере. Известно, что в летние сезоны полярные районы получают больше солнечной радиации, чем экваториальная область (из-за полярного дня). Следовательно, в этот период существуют по крайней мере равные возможности по генерации озона в экваториальной области и в полярных районах. Выполненные авторами расчеты инсоляции на различные высотные уровни [Федоров, Костин, 2019] показывают, что, например, на высоте 25 км

(эллипсоид, каждая точка которого расположена на 25 км выше по нормали относительно эллипсоида, аппроксимирующего поверхность Земли) в широтном диапазоне 84.5–90° полярная ночь длится четыре месяца (8–11-й астрономические месяцы). В широтном диапазоне 84.5–79.5° – два месяца (9–10-й астрономические месяцы). Южнее широты 74.5° на этом высотном уровне вообще не бывает полярной ночи. То есть здесь в течение всего года происходит облучение и, следовательно, возможна генерация озона. Такие же широтные границы характерны и для поверхности, расположенной на высоте 30 км. На высотах 35 км широтный диапазон постоянной освещенности увеличивается на 1° широты (75.5°). С высоты 40 км широтная граница двухмесячной полярной ночи поднимается до 84.5° (на 25-километровом уровне она расположена на 79.5° широты). На высотных уровнях 45 и 50 км широтная граница постоянной освещенности поднимается еще на 1° широты (76.5°). Увеличение широтного диапазона освещенности с ростом высоты следует учитывать при определении возможностей генерации озона в полярных районах Земли.

Льды занимают около 6 % поверхности Земли, или приблизительно 30 млн км². Основная масса льдов располагается в Арктике и Антарктике. В Северном полушарии на льды суши приходится всего 20 % общей площади оледенения Арктики, остальные 80 % – на морские льды [Корякин, 1988]. Сезонные изменения в оледенении суши и моря в Северном Ледовитом океане происходят на площади 6.3–15.4 млн км² (рис. 1), в Антарктике – от 3.0 до 18.5 млн км². Средняя сезонная амплитуда площади морских льдов в Северном полушарии составляет 9.15 млн км², в Южном полушарии – 15.46 млн км² [Fetterer et al., 2017; <http://nsidc.org>]. Сезонные изменения площади морских льдов от максимума до минимума (средняя сезонная амплитуда) в Северном полушарии составляют 59.2 %, в Южном полушарии – 81.4 %.

Морской ледяной покров является результатом взаимодействия океана и атмосферы в определенных температурных условиях [Морской лед, 1997; Ледяные образования..., 2006]. Важнейшим его параметром является занимаемая им площадь. С течением времени эта площадь испытывает изменения, наиболее масштабными из которых являются сезонные, межгодовые и многолетние. Летний минимум площади морских льдов хронологически четко локализован в годовом ходе и в Северном полушарии приходится на сентябрь (осеннее равноденствие, окончание летнего полугодия в Северном полушарии) (рис. 2).

Максимум площади более растянут во времени и отмечается с февраля по апрель (период вблизи весеннего равноденствия, окончание зим-

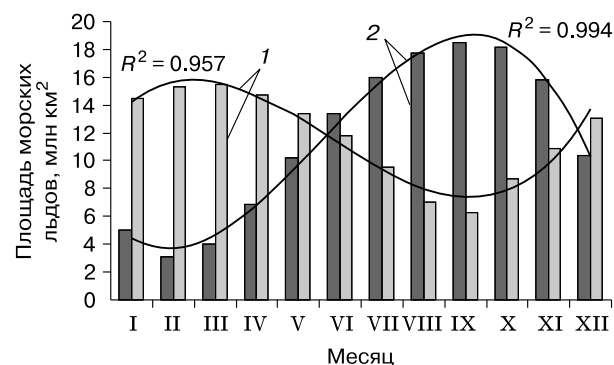


Рис. 1. Сезонные изменения площади морского льда в Северном (1) и Южном (2) полушарии.

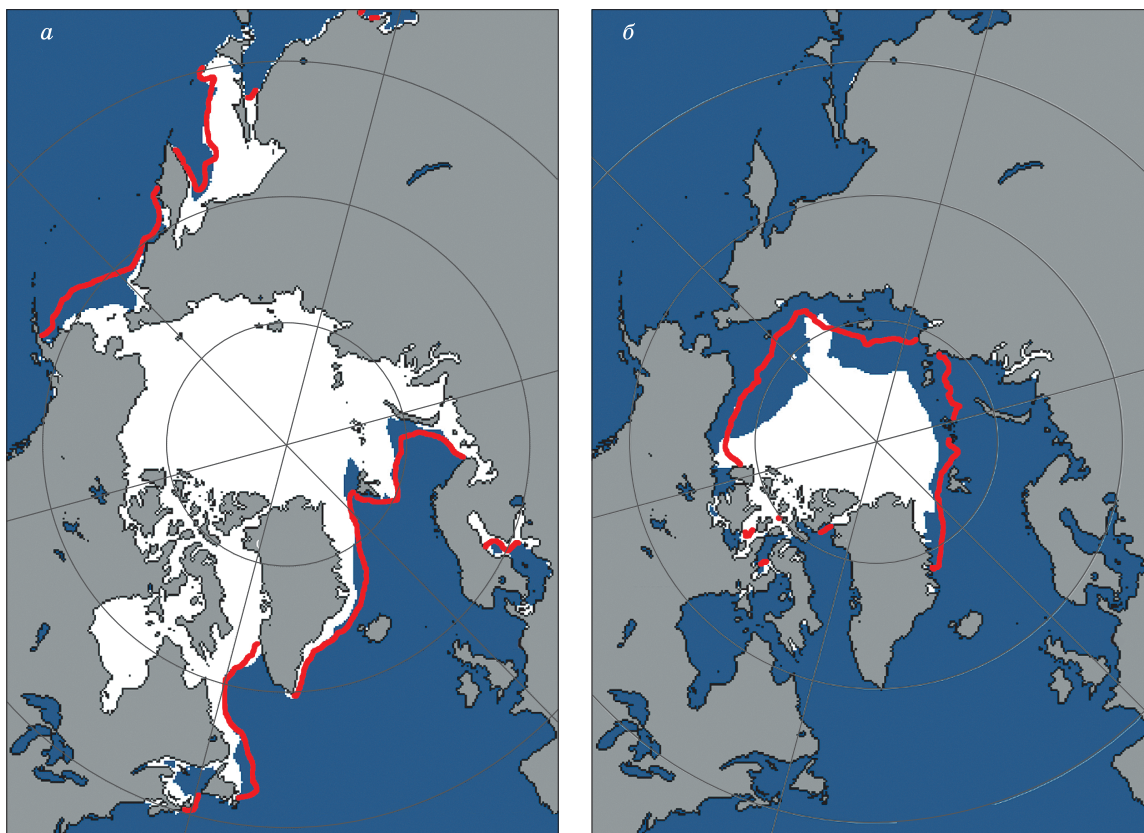


Рис. 2. Изменение площади морских льдов в Северном полушарии:

a – март (максимум); *б* – сентябрь (минимум). Красная линия показывает среднюю границу распространения льда в марте и сентябре в период 1981–2010 гг. [Fetterer et al., 2012; http://nsidc.org/data/seaice_index/].

него и начало летнего полугодия в Северном полушарии) [Морской лед, 1997]. То есть экстремальные значения площади морского льда характеризуются сдвигом по фазе в годовом ходе относительно экстремальных значений в поступлении солнечной радиации приблизительно на 90° (на три месяца).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Проанализированы связи ОСО с площадью морских льдов в Северном полушарии в годовом ходе и рядах многолетней изменчивости. Исходными данными по сезонным изменениям ОСО была объединенная база спутниковых данных SBUV (Version 8.6) Merged Ozone Data Set (MOD) 1970–2017 Profile and Total Column Ozone from the SBUV Instrument Series [https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/]. В ней приведены значения ОСО с месячным разрешением и с шагом 5° широты для периода с 1970 г. по настоящее время.

Используемые единицы измерения ОСО связаны с понятием приведенной толщины озона. Приведенная толщина озона выражается в едини-

цах длины: сантиметрах, миллиметрах, микрометрах. Общее содержание озона в вертикальном столбе воздуха над наблюдателем определяется толщиной того слоя, который образовал бы весь озон в этом столбе, если его привести к нормальным условиям: давление $p = 1013$ мбар, температура $T = 273.16$ К. Для приведенной толщины озона используются следующие единицы: атмосферосантиметры (атм-см) и миллиатмосферо-сантиметры (матм-см), которые также называют единицами Добсона – Д.е. [Перов, Хргиан, 1980]. По модели озоносферы для средних широт [Krueger, Minzner, 1976] приведенная толщина озона равна 0.345 атм-см (или 345 Д.е.). Эта величина эквивалентна количеству озона в $7.39 \cdot 10^{-3}$ кг, или $9.27 \cdot 10^{22}$ молекул, содержащихся в вертикальном столбе атмосферы с сечением 1 м^2 [Перов, Хргиан, 1980]. Единицы Добсона используются в нашей работе при анализе ОСО в атмосфере. Исходными данными по площади морских льдов были результаты спутниковых наблюдений, представленные на сайте Национального центра данных США [<http://nsidc.org>].

Годовой ход ОСО

Годовой ход ОСО характеризуется противофазным изменением в полушариях (рис. 3).

Максимум ОСО в Северном полушарии приходится на апрель, минимум – на октябрь. В Южном полушарии на апрель приходится минимум, на октябрь – максимум ОСО. Такая же противофазная динамика отмечается в годовом ходе площади морских льдов в полушариях. В Северном полушарии максимум распространения площади морских льдов приходится на март, минимум – на сентябрь (в Южном полушарии – наоборот). Таким образом, максимумы и минимумы ОСО следуют сразу за максимумами и минимумами площади морских льдов. Запаздывание по времени составляет около месяца. При смещении годового хода ОСО на месяц вперед (при синхронизации его годового хода с годовым ходом площади морских льдов) коэффициент корреляции между рядами равен 0.974 (при статистической вероятности 0.99) (рис. 4). Оценка и значимость линейного коэффициента корреляции при выполнении корреляционного анализа определялись в соответствии с существующими методиками [Цымбаленко и др., 2007].

Годовой ход ОСО для Земли определяется годовым ходом ОСО в Северном полушарии (в Южном полушарии он противофазный). Это связано с тем, что ОСО в Северном полушарии превышает значение в Южном полушарии. Среднемесячное значение ОСО в Северном полушарии составляет 325.26 Д.е., в Южном полушарии – 302.95 Д.е. [Перов, Хргиан, 1980]. Среднемесячное значение ОСО в Южном полушарии приблизительно на 7% меньше среднемесячного значения ОСО в Северном полушарии. Интересно, что Северное полушарие в зимнее полугодие получает приблизительно на

7 % больше солнечной радиации, чем Южное полушарие в зимнее полугодие [Федоров, 2018]. Это связано с тем, что в зимнее в Северном полушарии полугодие Земля находится вблизи перигелия орбиты, а в зимнее в Южном полушарии полугодие – вблизи афелия. В летние полугодия ситуация обратная. Из-за того, что в зимнее полугодие Северное полушарие получает больше солнечной радиации, чем Южное полушарие в зимнее полугодие, здесь больше отраженной и рассеянной радиации из-за максимальной площади морских льдов в это время года. Это также может быть одной из причин асимметрии в распределении ОСО по полушариям.

Полушарная асимметрия ОСО может объясняться и динамическим звеном модели ОСО – характером общей циркуляции атмосферы в полушариях, а также отмеченными особенностями инсоляции, связанными эллиптической орбитой Земли и генерацией озона в зимние полугодия в полярных областях на больших высотах. Модели ОСО – это целое семейство моделей, в каждой из которых по-разному представлена параметризация динамических факторов и фотохимические процессы. Меридиональный перенос озона в Северном полушарии осуществляется как регулярным переносом в ОЦА (общая циркуляция атмосферы) – ячейки Хедли (Гадлея), Ферреля, полярная ячейка, так и вихревыми образованиями (тропические и внетропические циклоны) [Перов, Хргиан, 1980; Федоров, 2018]. Из-за большей неоднородности подстилающей поверхности в Северном полушарии там в значительно большей степени, чем в относительно однородном Южном полушарии, меридиональный перенос озона осуществляется тропическими и внетропическими циклонами. Кроме того, как показывают выпол-

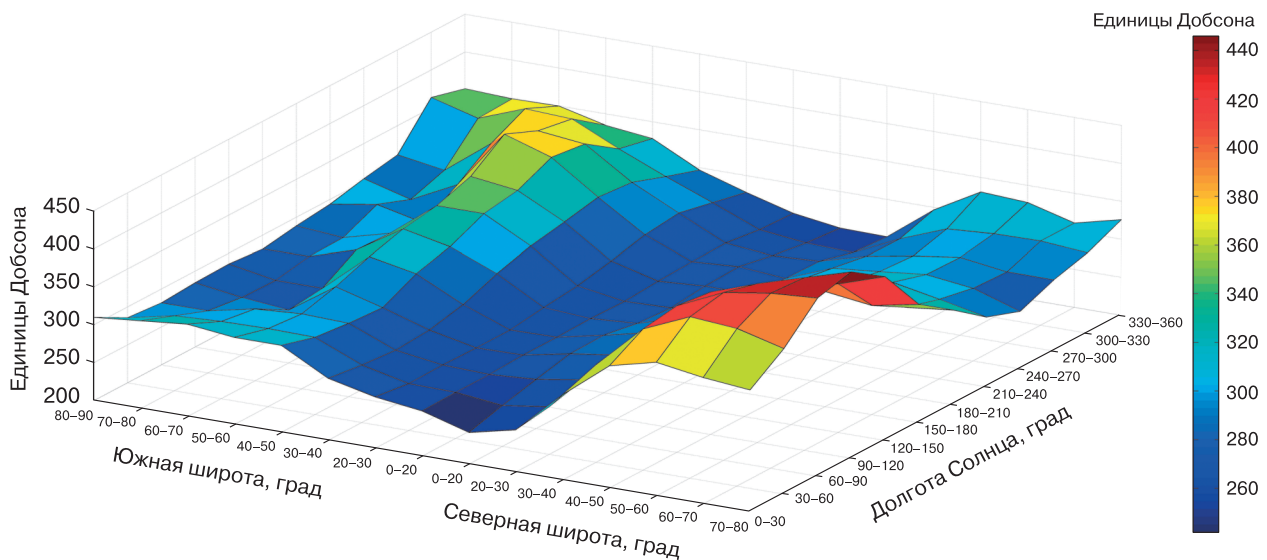


Рис. 3. Планетарное распределение ОСО в атмосфере по сезонам и широтам.

ненные ранее исследования [Федоров, 2018], увеличение интенсивности меридионального переноса (меридионального градиента инсоляции) отмечается в зимние полугодия в полярных ячейках, а в летние полугодия она снижается. Увеличение годового меридионального градиента инсоляции (переноса тепла) отмечается в областях локализации циркуляционных ячеек Хедли и Ферреля. Неравномерность подстилающей поверхности в полушариях характеризуется соотношением площади континентов и океанов. В Северном полушарии 39.3 % его площади приходится на сушу и 60.7 % на океан, в Южном полушарии площадь суши составляет 19.1 %, площадь океана 80.9 % [Истошин, 1956]. Так, ежегодное количество тропических циклонов в Северном полушарии (северная Атлантика и северо-западная часть Тихого океана) в среднем около 60, в Южном полушарии значительно меньше – 6–8 [http://meteoinfo.ru]. В Южном полушарии меридиональный перенос озона блокируется из-за мощного широтного западно-восточного переноса “ревушие сороковые”, существование которого связано с однородностью полушария и высоким меридиональным градиентом температуры (значительно превышающим меридиональный градиент температуры в Северном полушарии). Этими причинами, ослабляющими эффект меридионального переноса озона в Южном полушарии, также, вероятно, определяется асимметрия в полушариях показателей ОСО.

Физический механизм распределения максимума и минимума ОСО может быть качественно представлен следующим образом. С момента весеннего равноденствия в марте–апреле в Северном полушарии освещается область севернее Полярного круга (66.6°). Склонение Солнца при этом невелико, с чем связано большое количество рассеянной радиации. При этом площадь морских льдов достигает своего максимума, что увеличивает отраженную радиацию. Эти составляющие входящей радиации, вероятно, определяют генерацию и максимум ОСО в Северном полушарии (то же самое происходит в Южном полушарии после наступления осеннего равноденствия в Северном полушарии). Вблизи осеннего равноденствия в Северном полушарии склонение Солнца также небольшое. Однако при этом наблюдается минимум в распространении морских льдов, отраженная радиация минимальна и, по-видимому, этим определяется минимум значений ОСО в это время (в Южном полушарии такая же ситуация отмечается при наступлении весны в Северном полушарии). Кроме того, в полярных циркуляционных ячейках наблюдается усиление интенсивности в зимние полугодия [Федоров, 2018], а значит, отмечаемый после весеннего равноденствия максимум может быть связан и с этим динамическим фактором.

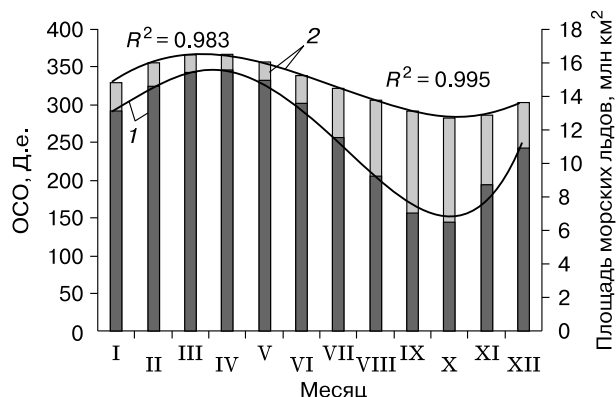


Рис. 4. Сезонный ход площади морских льдов в Северном полушарии (1) и ОСО (2).

Ряд ОСО смещен по фазе на месяц вперед.

Многолетние изменения ОСО

Авторами проведено сравнение многолетних изменений среднегодовых значений ОСО, полученных в результате наблюдений 1936–2016 гг. на станции Ароза (Швейцария) [https://www.woudc.org/], с показателями площади морских льдов, полученных в результате реконструкции с 1936 по 2006 г. [Walsh, Chapman, 2001] и по регрессионной модели с 2007 по 2016 г. [Федоров, 2015а; Федоров, Гребенников, 2018]. Этот ряд измерений ОСО является наиболее продолжительным [Вишератин, 2007; Bronnimann et al., 2000; Staehelin et al., 2018].

Рассмотрение криосферного блока (площади морских льдов в Северном полушарии) в наших исследованиях многолетних изменений ОСО в атмосфере определяется следующими причинами. Во-первых, годовой ход ОСО в земной атмосфере определяется годовым ходом ОСО в атмосфере Северного полушария. Во-вторых, отсутствием продолжительных рядов наблюдений площади морских льдов в Южном полушарии (только относительно непродолжительные ряды спутниковых наблюдений с 1978 г.). Сравнение показало, что ряды многолетних изменений ОСО и многолетних изменений площади морских льдов в Северном полушарии тесно взаимосвязаны. Коэффициент корреляции (R) многолетних изменений ОСО и многолетних изменений среднегодовой площади морских льдов в Северном полушарии составляет 0.671. Связь многолетних изменений ОСО с минимальной площадью морских льдов характеризуется значением $R = 0.642$. Связь с динамикой максимальных значений площади морских льдов несколько слабее ($R = 0.558$). Все значения R статистически значимы с вероятностью 0.99. При сглаживании рядов ОСО и площади морских льдов по методу пятилетнего скользящего среднего соответствующие значения R становятся равными 0.899, 0.859 и 0.857 (рис. 5).

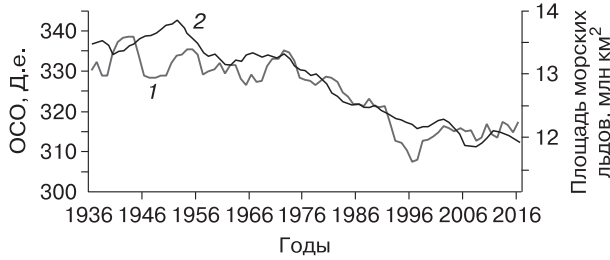


Рис. 5. Сглаженные по пятилетнему скользящему среднему ряды ОСО (1) и среднегодовой площади морских льдов в Северном полушарии (2).

Ранее авторами с большим пространственным и временным разрешением была рассчитана солнечная радиация, приходящая на верхнюю границу атмосферы Земли [Федоров, 2015б, 2019; Федоров, Фролов, 2019]. Расчеты приходящей солнечной радиации выполнялись по данным высокоточных астрономических эфемерид [Giorgini et al., 1996; <http://ssd.jpl.nasa.gov>] для всей поверхности Земли (без учета атмосферы) в интервале с 3000 г. до н.э. по 2999 г. н.э. Исходными астрономическими данными для расчетов инсоляции были склонение и эклиптическая долгота Солнца, расстояние от Земли до Солнца, разница хода равномерно текущего (координатного времени – coordinated time, СТ) и всемирного корректируемого времени (всемирного времени – universal time, UT). Поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом (GRS80 – Geodetic Reference System, 1980) с длинами полуосей равными 6 378 137 м (большие) и 6 356 752 м (малая). В общем виде алгоритм расчетов можно представить выражением

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{t_1}^{t_2} \left(\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(H, \varphi) \left(\int_{-\pi}^{\pi} \Lambda(H, t, \varphi, \alpha) d\alpha \right) d\varphi \right) dt,$$

где I – приходящая солнечная радиация за элементарный n -й фрагмент m -го тропического года, Дж; σ – площадной множитель, м², с помощью которого вычисляется площадной дифференциал $\sigma(H, \varphi)$; $d\alpha d\varphi$ – площадь бесконечно малой трапеции – ячейки эллипсоида; α – часовой угол, рад; φ – географическая широта, рад; H – высота поверхности эллипсоида относительно поверхности Земли, м; $\Lambda(H, t, \varphi, \alpha)$ – инсоляция в определенный момент в заданном месте поверхности эллипсоида, Вт/м²; t – время, с. Шаги при интегрировании составляли: по долготе 1°, по широте 1°, по времени 1/360 продолжительности тропического года [Федоров, 2013]. Значение солнечной постоянной (среднее многолетнее значение TSI) принималось равным 1361 Вт/м² [Kopp, Lean, 2011]. Изменение активности Солнца не учитывалось [Федоров, 2015б, 2019; Федоров, Костин, 2019; Федоров, Фролов, 2019].

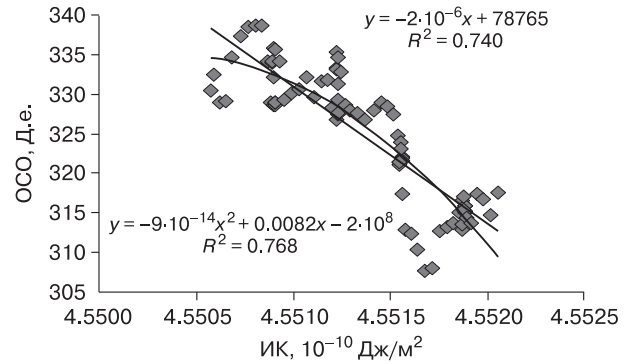


Рис. 6. Графики линейной и полиномиальной (полином второй степени) регрессии ИК и ОСО и уравнения.

Была найдена тесная связь многолетних изменений инсоляционной контрастности (ИК) и многолетних изменений площади морских льдов в Северном полушарии [Федоров, 2015а; Федоров, Гребенников, 2018]. Под ИК авторами понимается разность годовой инсоляции в широтном диапазоне 0–45° и в широтном диапазоне 45–90° в полушариях. Обобщенно ИК (по областям источника и стока) отражает меридиональный градиент инсоляции. Меридиональным градиентом инсоляции регулируется меридиональный перенос энергии в системе океан–атмосфера [Федоров, 2018, 2019]. В уравнениях регрессии многолетними изменениями ИК объясняется 76 % многолетней изменчивости среднегодовой и минимальной площади морских льдов в Северном полушарии [Федоров, Гребенников, 2018]. Связь ряда ОСО с рядом ИК характеризуется значением $R = -0.657$ (вероятность 0.99), сглаженного (по пятилетнему скользящему среднему) ряда ОСО – значением $R = -0.860$. Поскольку ИК рассчитана авторами в будущее, представляется возможность выполнения оценочного прогноза сглаженных значений ОСО (тенденции) на основе регрессионной модели. Графики уравнения линейной и полиномиальной (полином второй степени) регрессии представлены на рис. 6. Коэффициент детерминации (R^2) показывает долю многолетней изменчивости ОСО, учитываемую регрессионной моделью (ИК).

По уравнениям линейной и полиномиальной регрессии были выполнены расчеты ОСО. В этих уравнениях изменение ОСО на 74.0 и 76.8 % определяется изменением ИК. В средней регрессионной модели, выполненной по ансамблю линейных и полиномиальных решений, 76.1 % многолетней изменчивости ОСО определяется многолетними изменениями ИК (или среднегодовой и минимальной площади морских льдов) (рис. 7).

Рассчитан оценочный прогноз для сглаженных по пятилетнему скользящему среднему ряду

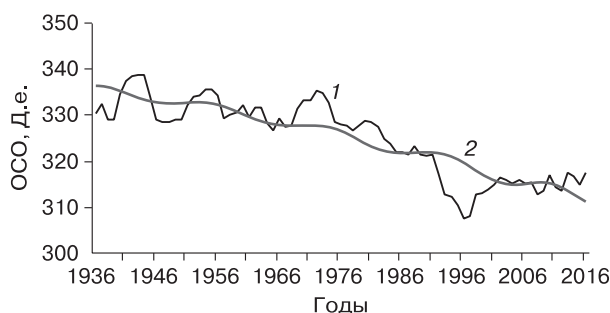


Рис. 7. Фактические (1) и рассчитанные по ансамблю (2) значения ОСО.

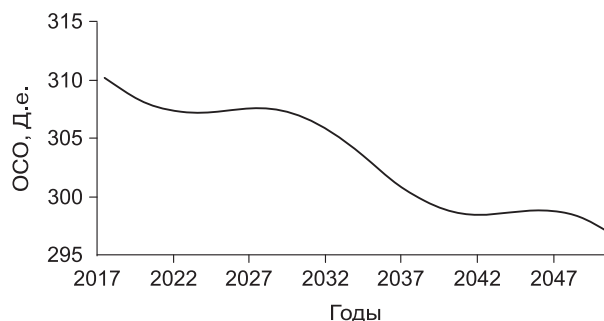


Рис. 8. Оценочный прогноз изменения ОСО в атмосфере на основе ансамбля линейной и полиномиальной (полином второй степени) регрессионной модели.

значений ОСО (тенденции изменения ОСО). По полученным расчетам, ОСО в 2050 г. составит 297 Д.е. (рис. 8). По отношению к 2016 г. сокращение ОСО составит 14 Д.е. Таким образом, сокращение ОСО в 2050 г. относительно 2016 г. составит 4.5 %. Причинами сокращения ОСО в атмосфере могут быть как сокращение площади морских льдов, прежде всего в Северном полушарии, и связанного с этим уменьшение планетарного альбедо, так и уменьшение солнечной радиации, приходящей в полярные районы [Федоров, 2015б, 2018].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена динамика площади морских льдов и инсоляции как факторов сезонных и многолетних изменений ОСО. Выявлены особенности пространственной и временной динамики площади морских льдов, инсоляции и ОСО. Определено, что годовой ход и многолетние изменения ОСО тесно связаны с годовым ходом и многолетними изменениями площади морских льдов в Северном полушарии (коэффициент корреляции составляет 0.974 для годового хода и от 0.857 до 0.899 для многолетних изменений). Годовая динамика площади морских льдов тесно связана с годовой динамикой инсоляции, а многолетние изменения площади морских льдов с многолетними изменениями ИК [Федоров, 2015а]. На основе рассчитанных значений ИК выполнен оценочный прогноз сглаженных значений ОСО на период до 2050 г. Показано, что в модельной концепции ОСО наряду с блоком фотохимических реакций и динамическим блоком следует учитывать и криосферный фактор изменения ОСО: динамику площади морских льдов в Северном полушарии и особенности изменений инсоляции на разных высотах уровней в полярных районах Земли.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы “Геоэкологический анализ и прогноз динамики криолитозоны Российской Арктики”

(AAAA-A16-116032810055-0) и “Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов” (AAAA-A16-116032810093-2).

Литература

- Вишератин К.Н.** Межгодовые вариации и тренды среднезональных рядов общего содержания озона, температуры и зонального ветра // Изв. РАН. ФАО, 2007, т. 43, № 4, с. 67–85.
- Истошин Ю.В.** Океанография. Л., Гидрометеиздат, 1956, 304 с.
- Корякин В.С.** Ледники Арктики. М., Наука, 1988, 160 с.
- Ледяные образования морей западной Арктики** / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб., ААНИИ, 2006, 272 с.
- Морской лед** / Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб., Гидрометеиздат, 1997, 402 с.
- Перов С.П.** Современные проблемы атмосферного озона / С.П. Перов, А.Х. Хргиан. Л., Гидрометеиздат, 1980, 288 с.
- Федоров В.М.** Межгодовые вариации продолжительности тропического года // Докл. РАН, 2013, т. 451, № 1, с. 95–97, DOI: 10.7868/S086956521319016X.
- Федоров В.М.** Тенденции изменения площади морских льдов в Северном полушарии и их причины // Криосфера Земли, 2015а, т. XIX, № 3, с. 52–64.
- Федоров В.М.** Пространственные и временные вариации солярного климата Земли в современную эпоху // Геофиз. процессы и биосфера, 2015б, т. 14, № 1, с. 5–22.
- Федоров В.М.** Инсоляция Земли и современные изменения климата. М., Физматлит, 2018, 232 с.
- Федоров В.М.** Вариации инсоляции Земли и особенности их учета в физико-математических моделях климата // Успехи физ. наук, 2019, т. 189, № 1, с. 33–46.
- Федоров В.М., Гребенников П.Б.** Инсоляционная контрастность Земли и изменение площади морских льдов в Северном полушарии // Арктика: экология и экономика, 2018, № 4 (32), с. 86–94, DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-86-94.
- Федоров В.М., Костин А.А.** Вычисление инсоляции Земли для периода от 3000 г. до н.э. до 2999 г. н.э. // Процессы в геосредах, 2019, № 2, с. 254–262.
- Федоров В.М., Фролов Д.М.** Пространственная и временная изменчивость приходящей на верхнюю границу атмо-

сферы солнечной радиации // Космические исслед., 2019, т. 57, № 3, с. 177–184.

Цымбаленко Т.Т. Методы математической статистики в обработке экономической информации / Т.Т. Цымбаленко, А.Н. Байдаков, О.С. Цымбаленко, А.В. Гладили. М., Финансы и статистика, 2007, 200 с.

Bronnimann S., Luterbacher J., Schmutz C., Wanner H. Variability of total ozone Arosa, Switzerland, since 1931 related to atmospheric circulation indices // Geophys. Res. Lett., 2000, vol. 27, No. 15, p. 2213–2216.

Chapman S. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere // Phil. Mag. Ser. 7, 1930, vol. 10, No. 64, p. 369–385.

Fetterer F., Knowles K., Meier W. et al. Updated daily sea ice index, version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2017, DOI: 10.7265/N5K072F8.

Giorgini J.D., Yeomans D.K., Chamberlin A.B. et al. JPL's On-Line Solar System Data Service // Bull. Amer. Astronomical Soc., 1996, vol. 28 (3), p. 1158.

Hunt B.G. The need for a modified photochemical theory of the ozonosphere // J. Atmos. Sci., 1966, vol. 23, No. 1, p. 88–95.

Kopp G., Lean J. A new lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance // Geophys. Res. Lett., 2011, vol. 37, p. L01706, DOI: 10.1029/2010GL045777.

Krueger A.J., Minzner R.A. A mid-latitude ozone model for the 1976 U.S. Standard Atmosphere // J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, No. 24, p. 4477–4481.

Staehelin J., Renaud A., Bader J. et al. Total ozone series at Arosa (Switzerland): Homogenization and data comparison // J. Geophys. Res., 1998, vol. 103, No. D5, p. 5827–5841, DOI: 10.1029/97JD02402.

Staehelin J., Viatte P., Stubi R. et al. Stratospheric ozone measurements at Arosa (Switzerland): history and scientific relevance // Atmos. Chem. Phys., 2018, vol. 18, p. 6567–6584, DOI: 10.5194/acp-18-6567-2018.

Walsh J.T., Chapman W.L. 20th century sea-ice variations from observational data // Ann. Glaciol., 2001, vol. 33, p. 444–448.

URL: <http://nsidc.org> – [Электрон. ресурс Нац. центра снега и льда, США] (дата обращения: 25.08.2019).

URL: https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/ – [Электрон. ресурс Нац. управления по аэронавтике и исслед. космического пространства, США] (дата обращения: 25.08.2019).

URL: <http://meteoinfo.ru> – [Электрон. ресурс Гидрометцентра России] (дата обращения: 25.08.2019).

URL: <https://www.woudc.org/> – [Электрон. ресурс Всемир. центра данных по озону и ультрафиолет. излучению] (дата обращения: 25.08.2019).

URL: <http://ssd.jpl.nasa.gov> – NASA, Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology (JPL Solar System Dynamics). – [Электрон. ресурс Нац. управления по аэронавтике и исслед. космического пространства, США] (дата обращения: 25.08.2019).

References

Vicheratin K.N. Interannual variations and trends in zonal mean series of total ozone, temperature and zonal wind. Izv. RAS. FAO, 2007, vol. 43, No. 4, p. 67–85 (in Russian).

Istoshin Yu.V. Okeanografiya [Oceanography]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1956, 304 p. (in Russian).

Koryakin V.S. Ledniki Arktiki [Arctic Glaciers]. Moscow, Nauka, 1988, 160 p. (in Russian).

Zubakin G.K. (Ed.). Ledyanye obrazovaniya morei zapadnoi Arktiki [Ice Formations in the Western Arctic Seas]. St. Petersburg, AANII, 2006, 272 p. (in Russian).

Frolov I.E., Gavrilov V.P. (Eds.). Morskoj led [Sea Ice]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat, 1997, 402 p. (in Russian).

Perov S.P., Khrgian F.Kh. Sovremennyye problemy atmosfernogo ozona [Modern Atmospheric Ozone Problems]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1980, 288 p. (in Russian).

Fedorov V.M. Interannual variations in the duration of the tropical year. Doklady Earth Sciences, 2013, vol. 451, pt. 1, p. 750–753, DOI: 10.1134/S1028334X13070015.

Fedorov V.M. Trends of the changes in sea ice extent in the Northern Hemisphere and their causes. Earth's Cryosphere, 2015a, vol. XIX, No. 3, p. 46–57.

Fedorov V.M. Spatial and temporal variations in solar climate of the Earth in the present epoch. Geophys. Processes and Biosphere, 2015b, vol. 14, No. 1, p. 5–22 (in Russian).

Fedorov V.M. Insolyatsiya Zemli i sovremennyye izmeneniya klimata [The Earth's Insolation and Current Climate Changes]. Moscow, Fizmatlit, 2018, 232 p. (in Russian).

Fedorov V.M. Earth insolation variation and its incorporation into physical and mathematical climate models. Physics Uspekhi, 2019, vol. 62, No. 1, p. 32–45, DOI: 10.3367/UFNe.2017.12.038267.

Fedorov V.M., Grebennikov P.B. Insolation contrast of the Earth and changes in the sea ice extent in the Northern Hemisphere. The Arctic: Ecology and Economy, 2018, No. 4 (32), p. 86–94 (in Russian).

Fedorov V.M., Kostin A.A. Insolation calculations for the period from 3000 BC to 2999 AD. Protessy v geosredakh [Processes in Geoenvironments], 2019, No. 2, p. 254–262 (in Russian).

Fedorov V.M., Frolov D.M. Spatial and temporal variability of solar radiation arriving at the top the atmosphere. Cosmic Research (English translation of kosimicheskie issledovaniya), Maik Nauka/Interperiodica Publishing (Russian Federation), 2019, vol. 57, No. 3, p. 156–162, DOI: 10.1134/S0010952519030043.

Tsybalenko T.T., Baydakov A.N., Tsybalenko O.S., Gladiilin A.V. Metody matematicheskoy statistiki v obrabotke ekonomicheskoy informatsii [Methods of Mathematical Statistics in the Processing of Economic Information]. M., Finansy i Statistika, 2007, 200 p. (in Russian).

Bronnimann S., Luterbacher J., Schmutz C., Wanner H. Variability of total ozone Arosa, Switzerland, since 1931 related to atmospheric circulation indices. Geophys. Res. Lett., 2000, vol. 27, No. 15, p. 2213–2216.

Chapman S. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. Phil. Mag. Ser. 7, 1930, vol. 10, No. 64, p. 369–385.

Fetterer F., Knowles K., Meier W. et al. Updated daily sea ice index, version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2017, DOI: 10.7265/N5K072F8.

Giorgini J.D., Yeomans D.K., Chamberlin A.B. et al. JPL's On-Line Solar System Data Service. Bull. Amer. Astronomical Soc., 1996, vol. 28 (3), p. 1158.

Hunt B.G. The need for a modified photochemical theory of the ozonosphere. J. Atmos. Sci., 1966, vol. 23, No. 1, p. 88–95.

Kopp G., Lean J. A new lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. Geophys. Res. Lett., 2011, vol. 37, p. L01706, DOI: 10.1029/2010GL045777.

Krueger A.J., Minzner R.A. A mid-latitude ozone model for the 1976 U.S. Standard Atmosphere. J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, No. 24, p. 4477–4481.

Staehelin J., Renaud A. Bader J. et al. Total ozone series at Arosa (Switzerland): Homogenization and data comparison. J. Geophys. Res., 1998, vol. 103, No. DS, p. 5827–5841, DOI: 10.1029/97JD02402.

Staehelin J., Viatte P., Stubi R. et al. Stratospheric ozone measurements at Arosa (Switzerland): history and scientific relevance. Atmos. Chem. Phys., 2018, vol. 18, p. 6567–6584, DOI: 10.5194/acp-18-6567-2018.

Walsh J.T., Chapman W.L. 20th century sea-ice variations from observational data. Ann. Glaciol., 2001, vol. 33, p. 444–448.

URL: <http://nsidc.org/> (last visited: 25.08.2019).

URL: https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/ (last visited: 25.08.2019).

URL: <http://meteoinfo.ru/> (last visited: 25.08.2019).

URL: <https://www.woudc.org/> (last visited: 25.08.2019).

URL: <http://ssd.jpl.nasa.gov/> – NASA, Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology (JPL Solar System Dynamics) (last visited: 25.08.2019).

*Поступила в редакцию 30 августа 2019 г.,
после доработки – 6 ноября 2019 г.,
принята к публикации 3 декабря 2019 г.*