

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт Наук о Земле

СЕРИКОВ МИХАИЛ ВАЛЕРЬЕВИЧ

Выпускная квалификационная работа

"МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ТРЕНДЫ ИНТЕГРАЛЬНОГО
ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ ПО ДАННЫМ
СПУТНИКОВЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ"

Уровень: бакалавриат

Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»

Профиль «Метеорология и климатология»

Научный руководитель: ведущий науч.
сотр., доктор физ.-мат. наук, Лукьянова Рената Юрьевна

Рецензент: зав. отделом ААНИИ,
профессор, д-р геогр. наук, Алексеев Генрих Васильевич

Санкт-Петербург

2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. СПУТНИКОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ.....	7
1.1 ПРИНЦИПЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....	7
1.2 ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ СПЕКТР И ДИАПАЗОНЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....	10
2. ВОДЯНОЙ ПАР КАК АГЕНТ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ	12
2.1 ОБОРОТ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ	12
2.1.1 ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕНОСА ВОЗДУХА В АТМОСФЕРЕ.....	14
2.1.2 ПЕРЕНОС ТЕПЛА И ВОДЯНОГО ПАРА НАД ЕВРАЗИЕЙ.....	20
2.2. АТМОСФЕРНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ.....	31
2.3. ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ В ПРИАРКТИЧЕСКИХ И АРКТИЧЕСКИХ ШИРОТАХ.....	34
3. ИНТЕГРАЛЬНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ	38
3.1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ВОДЯНЫМ ПАРОМ	38
3.1.1. ПАССИВНЫЕ И АКТИВНЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ	38
3.1.2. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЯНОГО ПАРА.....	41
3.2 ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗОВАВШИЕСЯ В РАБОТЕ	43

3.2.1 ДАННЫЕ ИНТЕГРАЛЬНОГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ: ИСТОЧНИКИ, ФОРМАТЫ, ОБРАБОТКА.....	43
3.2.2 КАРТЫ ИНТЕГРАЛЬНОГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ: ВИЗУАЛИЗАЦИЯ.....	47
3.3 ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИВС В ГЛОБАЛЬНОМ МАСШТАБЕ	50
3.4. ВАРИАЦИИ ИВС В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ.....	52
3.4.1 ТРЕНДЫ В АТЛАНТИЧЕСКОМ И ТИХООКЕАНСКОМ СЕКТОРАХ.....	52
3.4.2 ШИРОТНАЯ МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ	53
3.4.3 ПЕРИОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПОНИЖЕНИЯ ИВС.....	55
3.5 АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ ПОДХОД ВЫЯВЛЕНИЯ ТРЕНДОВ.....	56
3.5.1. ИНТЕГРАЛЬНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ НА РАЗРЕЗАХ 55°, 60° И 65° С.Ш.	56
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	60
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:.....	63
ПРИЛОЖЕНИЯ	666
1. СКРИПТ MS EXCEL.....	66
2. СКРИПТ ДЛЯ MATHLAB	69

ВВЕДЕНИЕ

С помощью наблюдений из космоса можно оперативно получать сведения о состоянии атмосферы на всем земном шаре, выявлять механизмы возникновения и исчезновения атмосферных образований, которые ответственны за изменение погоды, следить за изменением климатических параметров. Метеорологию интересуют в основном характеристики нижних слоев атмосферы до высот 30-50 км.

Содержание воды в атмосфере является одним из важнейших компонентов радиационного режима климатической системы Земли. Более 99% атмосферной влаги находится в форме водяного пара, причем до 90% всей влаги находится в тропосфере. Поле распределения водяного пара у поверхности характеризуется высокой степенью неоднородности. Вследствие горизонтального и вертикального переноса, процессов испарения, конденсации и последующего выпадения осадков, интегральное влагосодержание (ИВС – общее содержание пара в вертикальном столбе атмосферы или высота столба воды, которая получилась бы, если весь пар оказался сконденсирован) постоянно меняется.

Цель работы состоит в исследовании фактора водяного пара в тепло-влажнотвороте в атмосфере и вариаций распределения ИВС по данным спутниковых микроволновых наблюдений.

Для достижения данной цели в работе поставлены и решены следующие основные задачи:

- изучить поведение водяного пара как самостоятельного климатического фактора;
- исследовать особенности атмосферного тепло- влаготвореноса;
- изучить теоретические основы, методические и технологические подходы наблюдений Земли из космоса;
- разработать алгоритмы обработки данных ИВС атмосферы по наблюдениям микроволновых радиометров спутников серии DMSP;
- проанализировать краткосрочную изменчивость и долговременные изменения водяного пара в атмосфере над океанскими регионами, прилегающими к Арктической зоне.

По мере решения этих задач, результаты презентовались на различных научных конференциях, таких как:

- Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2020» (10-27 ноября 2020) в секции «Космические исследования в современных условиях» Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова. По результатам выступления мой доклад по теме «Межгодовая изменчивость и тренды интегрального влагосодержания в Северной Атлантике по данным спутниковых микроволновых наблюдений» был награжден грамотой секции;

- XVII Большой Географический Фестиваль БГФ-2021 (2-4 апреля 2021 года) Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета в направлении «Гидрология суши, климатология, метеорология» с докладом «Влагозапас атмосферы: долговременные спутниковые наблюдения»;

- ежегодная международная научно-практическая конференции LXXIV Герценовские чтения (21-23 апреля 2021 года) в секции «Полярные исследования и пути освоения Арктики и Антарктики» Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена. По итогам которой моя статья «Изменения содержания и переноса атмосферного тепла и влаги над акваторией Северной Атлантики» была опубликована в сборнике статей.

Актуальность темы исследования обусловлена тем, что в настоящее время спутниковое зондирование атмосферы является одним из наиболее перспективных и быстро развивающихся направлений метеорологии, постоянным совершенствованием средств и методов измерений, получением новых продуктов обработки данных, накоплением достаточно длинных рядов данных, пригодных для климатических исследований. Среди множества продуктов спутникового зондирования атмосферы мониторинг водяного пара является одним из важнейших, так как содержание воды в атмосфере является одним из важнейших компонентов климатической системы Земли, а изменение общего содержания водяного пара можно рассматривать в качестве трассера горизонтальных перемещений атмосферных масс и параметра, отражающего процессы циркуляции атмосферы. Важнейшие процессы погодообразования и особенности климата неразрывно связаны с водяным паром и его переходами из одних агрегатных состояний в

другие. Тепловые условия атмосферы и земной поверхности во многом зависят от изменения количества водяного пара в воздухе.

Общетеоретическую и методологическую основу исследования составили положения, содержащиеся в трудах отечественных и зарубежных ученых и специалистов по дистанционному зондированию Земли, радиотепловому зондированию, тепло-влажнотобороту в атмосфере Земли, динамике атмосферы и исследованию климата, представленные в книгах, статьях в научных журналах и презентациях, а также доступные в сети интернет.

В процессе исследования использовались информация и данные целевых порталов спутникового зондирования таких организаций как Росгидромет, Роскосмос, НАСА (США), Европейское космическое агентство и других. При работах, описанных в третьей главе, обработка больших объемов данных об интегральном влагосодержании атмосферы и их визуализация проводилась с помощью пакетов Excell, Origin, MathLab.

Практическая ценность работы состоит в создании базы данных численных значений интегрального влагосодержания атмосферы за климатически значимый период измерений с 1988 г. по настоящее время, разработке и реализации ряда алгоритмов для анализа данных, их апробировании, разработке методик для выявления долговременных трендов, которые могут быть использованы в дальнейших исследованиях, связанных с изучением климатических изменений.

1. СПУТНИКОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ

1.1 ПРИНЦИПЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Основой дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) является измерение электромагнитного (ЭМ) излучения. Метеорологию интересуют в основном характеристики нижних слоев атмосферы до высот 30-50 км, тогда как космические аппараты ДЗЗ летают на значительно больших высотах (выше 200 км). Поэтому сведения о состоянии нижних слоев атмосферы получаются не при прямых контактных измерениях, а с помощью измерений излучения Земли в различных участках ЭМ спектра. Поэтому физическая основа ДЗЗ – функциональная зависимость между зарегистрированными параметрами собственного или отраженного излучения объекта и геофизическими свойствами (пространственным положением) объекта.

Спектр ЭМ излучения представлен на рис. 1. Сенсоры ДЗЗ работают на только определенных длинах волн спектра, а именно видимом, инфракрасном и микроволновом. Это связано с существованием с различной степенью поглощения излучения атмосферными газами и существованием так называемых «окон прозрачности». Атмосферное окно - область электромагнитного спектра, которая относительно свободна от эффектов, связанных с атмосферным ослаблением. В этих спектральных областях нет линий поглощения атмосферных газов. Радиация в атмосферном окне почти полностью отражается от Земли в космос. Окна прозрачности пропускают ЭМ волны с минимальной степенью искажений. Основные окна прозрачности расположены в видимом, ИК и радиодиапазоне. На рис. 2. показан ряд длин волн ЭМ спектра по возрастанию длины волны от УФ до радиоволн и обозначен процент поглощения соответствующих волн атмосферой Земли. Атмосфера практически прозрачна для видимого, ИК и части микроволнового диапазона. В этих диапазонах можно получить снимки поверхности. Однако измерение степени поглощения ЭМ волн также дает важную информацию об атмосферных газах. Радиометры, работающие на частотах, для которых атмосфера является оптически плотной, предназначены для восстановления свойств самой атмосферы. Так молекулы воды (водяной пар) эффективно поглощают ЭМ излучение на длинах волн 183 и 22 ГГц, а кислород - на длинах волн 119 и 60 ГГц (рис. 3). Эти длины относятся к микроволновому диапазону. Именно микроволновые радиометры, установленные на борту низкоорбитальных КА, используются для определения общего содержания водяного пара.

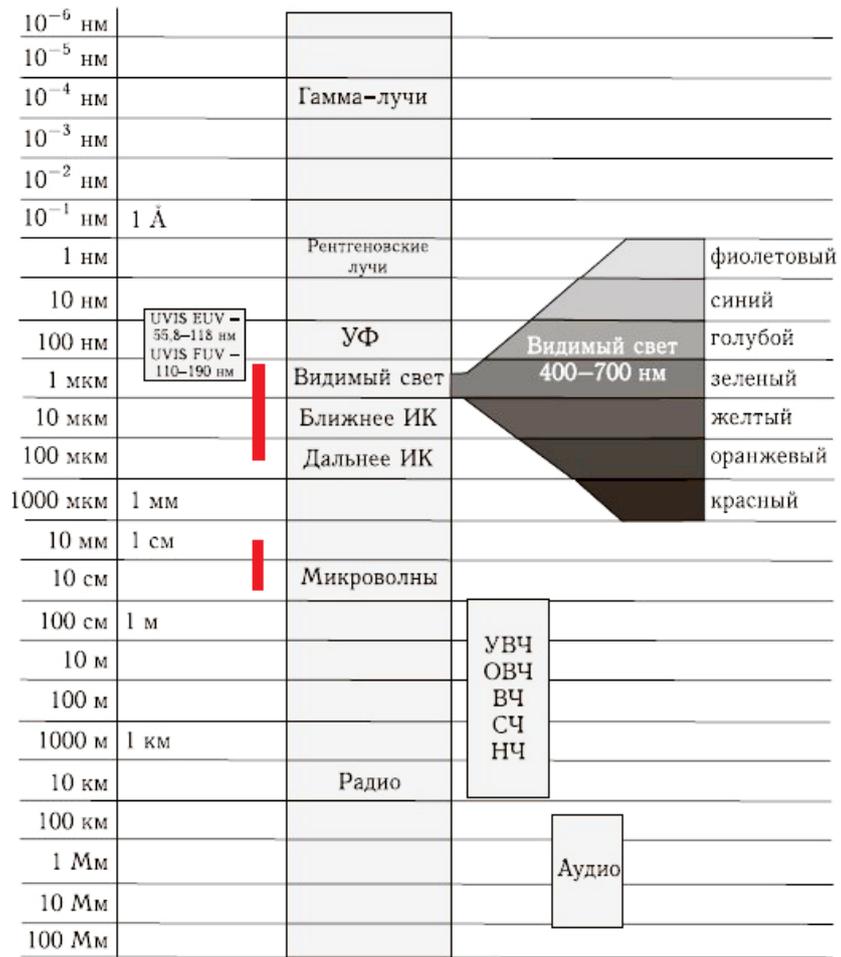


Рис. 1 Спектр электромагнитного излучения. Красным цветом отмечены длины волн, на которых работают ДЗЗ

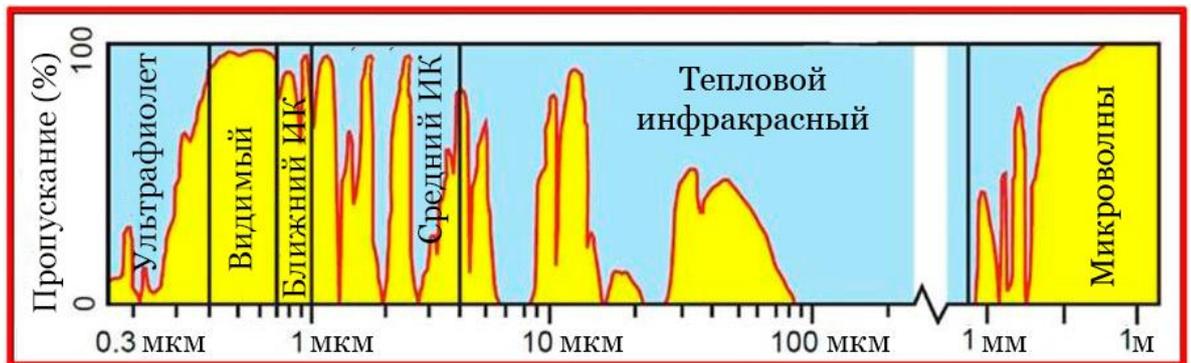


Рис. 2. Атмосферные окна прозрачности для ЭМ излучения. Желтым цветом обозначены те длины волн, которые могут проходить через атмосферу. Голубой цвет - участки спектра, в которых излучение поглощается атмосферными газами

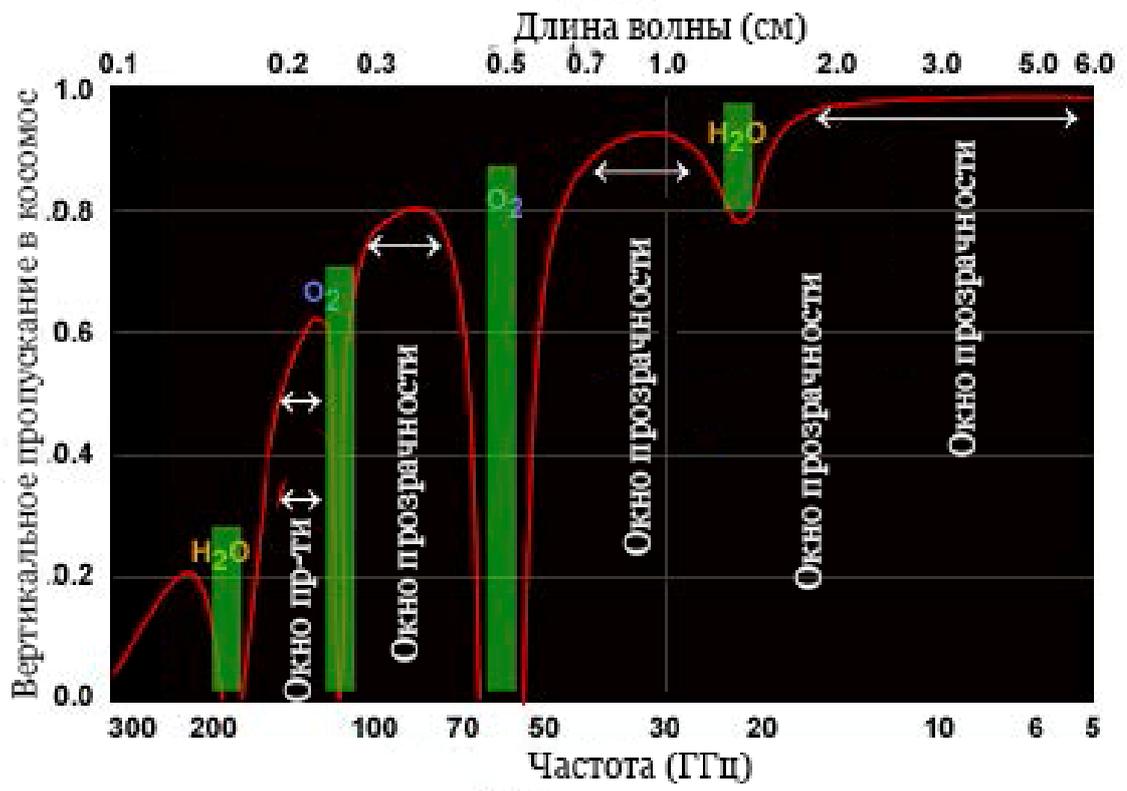


Рис. 3. Полосы поглощения и окна прозрачности водяного пара и кислорода в микроволновом диапазоне

1.2 ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ СПЕКТР И ДИАПАЗОНЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В космических и физических исследованиях используется весьма широкий спектр ЭМИ, начиная от высокочастотного гамма-излучения ($\lambda < 2 \times 10^{-10}$ м) до сверхнизкочастотных волн ($\lambda > 1 \times 10^8$ м). В целях дистанционного зондирования Земли обычно используют ЭМИ видимого, инфракрасного и радио диапазоны, что вызвано различиями в возникновении и формировании ЭМИ под действием различных физических факторов, а также в его взаимодействии со средой прохождения, например, атмосферой (Шарков, 2014; [8]).

Е. А. Шарков отмечает, что причиной возникновения ЭМИ, формирующегося в видимом, ИК- и радиодиапазонах, которое можно объединить под понятием теплового или же собственного, является внутренняя энергия вещества, возникающая вследствие молекулярных колебаний в телах (Шарков, 2014; [8]). Таким образом, если при приеме и обработке электромагнитных волн гамма- и рентгеновского диапазонов можно получить информацию о ядерных и атомных процессах, происходящих в исследуемом веществе, то электромагнитные волны видимого, ИК- и радиодиапазонов дают принципиально иную информацию — о макрохарактеристиках вещества: физико-химическом составе, термических свойствах, а также геометрических характеристиках объекта (Шарков, 2014; [8]).

Инфракрасный спектр ЭМИ, располагающийся между границей красного видимого спектра до длин волн порядка 100 мкм, активно используемый не только и в повседневной жизни, но для целей дистанционного зондирования и таких видов человеческой деятельности как ядерная энергетика и ракетная техника (Шарков, 2014; [8]). ИК-диапазон можно разделить на две составляющих – поддиапазона: диапазон отраженной ИК-излучения и диапазон термического ИК-излучения.

Поддиапазон отраженного ИК-излучения покрывает длины волн $0,7 < \lambda < 3,0$ мкм. Основным источником излучения этого поддиапазона является солнечная радиация, соответствующая этим длинам волн. Поэтому методы приема и обработки излучения этого спектра весьма близки к методам для видимого диапазона (Шарков, 2014; [8]).

Термический инфракрасный диапазон охватывает большой спектр длин волн большей длины волн ($3 < \lambda < 100$ мкм). Примечательно, что источником ЭМИ

термического диапазона выступает физическое тело – объект исследования. В рамках теплового важен поддиапазон $8 < \lambda < 12$ мкм тем, что полученная при его использовании дистанционная информация строго соответствует термодинамической температуре всех физических объектов на Земле (Шарков, 2014; [8]). Большинство космических программ последних лет включают в перечень оборудования приборы этого диапазона. В настоящее время можно выделить тенденцию активного развития и использования приборов диапазона $100 < \lambda < 1000$ для дистанционного зондирования.

Радиоволны, находящиеся в пределах $10^{-3} < \lambda < 10^5$ м возможно разделить на микроволновый поддиапазон $1 \text{ мм} < \lambda < 1 \text{ м}$ и радиоподдиапазон $1 \text{ м} < \lambda < 1 \text{ км}$. На сегодняшний день хорошо освоенными диапазонами являются миллиметровый, сантиметровый и дециметровый диапазоны.

2. ВОДЯНОЙ ПАР КАК АГЕНТ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

2.1 ОБОРОТ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ

Передвижение воды и ее фазовые преобразования на Земле тесно связаны со всеми основными климатообразующими факторами (Дроздов, Григорьева 1963; [2]). Изменение радиационного баланса деятельной поверхности может происходить под влиянием множества факторов: изменение влагосодержания атмосферы, конденсация пара в ней и у земли, изменение интенсивности восходящих токов, испарения с деятельной поверхности, а, соответственно, и изменение облачности, осадков и последующего за ними изменение альбедо.

Влагооборот и атмосферная циркуляция неразрывно связаны друг с другом. В первую очередь, благодаря циркуляции происходит транспортировка воды в различных агрегатных состояниях – преимущественно в газообразном, но также в жидком и твёрдом. Образование большей части атмосферных осадков связано с восходящими движениями общей циркуляции; адвекция сухого воздуха увеличивает испарение, в свою очередь с переносом водяного пара связан транспорт большей части энергии самой атмосферной циркуляции, особенно при высоких температурах, которая высвобождается во время конденсации (Будыко, 1956; [1]).

Рельеф играет важную роль в изменении переноса влаги как в твердом и жидком состоянии. Важно отметить, что климатические особенности, вызванные орографией, неотделимы от влияния его на влагооборот. Неоднородность подстилающей поверхности, вызванная как естественными (наличие водоёмов, растительности, микрорельефа), так и антропогенными факторами (создание населенных пунктов, мелиоративные мероприятия, вырубка и насаждение древесной растительности) вызывает изменения в балансе атмосферной влаги, которые в свою очередь будут проявляться в особенностях микроклимата.

Влагооборот можно рассматривать как климатообразующий фактор по нескольким причинам:

1. Влагооборот – следствие не только самого климата, но и других географических составляющих – солнечного тепла и его перераспределения, океанической циркуляции, характера подстилающей поверхности и орографии, биоты.

2. Влагооборот обладает влиянием, которое нельзя описать другими климатообразующими факторами. Это влияние описывается как взаимодействие атмосферной влаги с осадками и стоком (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

Таким образом, влагооборот в атмосфере можно определить не только как элемент климата, на который оказывают влияние все другие климатообразующие факторы, но и как климатообразующий фактор, характеризующий связь элементов увлажнения между собой в конкретных физико-географических условиях, а также определяющий связь режима осадков с условиями испарения с окружающих территорий (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

2.1.1 РАСЧЕТЫ (ОСОБЕННОСТИ) ПЕРЕНОСА ВОЗДУХА В АТМОСФЕРЕ

Существуют несколько особенностей переноса частиц воздуха:

1. траектории движения частиц воздуха криволинейны, причем криволинейность прямо пропорциональна рассматриваемому масштабу.

2. скорости переноса частиц обладают различными величинами как во времени, так и на различных высотах и направлениях.

Криволинейность и скорость движения частиц воздуха возможно определить на определенной изобарической высоте. Однако, как отмечает О. А. Дроздов в монографии «Влагооборот в атмосфере», часть воздуха, приходящая на территорию, выносится за её пределы вследствие криволинейности, не проходя всю территорию полностью. Дроздов отмечает, что для Европейской территории России (далее ЕТР) в целом (около 5 200 000 км²) уменьшение скорости переноса вследствие кривизны траектории составляет около 20% (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

О. А. Дроздовым и соавторами были рассчитаны для разных сезонов и на различных высотах удаления частицы воздуха и ее скорости из начальной точки для четырех пунктов ЕТР (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

Расстояния, проходимые частицей от начала движения вдоль траектории в зависимости от времени, сезона и высоты (км)

Число суток	Ленинград				Киров			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
850 мб								
1 сутки	1045	1115	920	1080	1055	1020	980	1070
2 суток	1870	2015	1675	2210	1920	1990	1645	1935
3 суток	2665	2930	2210	2755	2625	2800	2425	2845
4 суток	3025	3545	2810	3515	3305	3550	3005	3575
5 суток	3945	-	3455	4335	3915	-	3435	4225
6 суток	-	-	3935	-	-	-	-	-
7 суток	-	-	-	-	-	-	-	-

700 мб								
1 сутки	1235	1175	1050	1310	1115	1220	1085	1260
2 суток	2230	2255	2005	2545	2040	2300	1815	2330
3 суток	3090	3365	2835	3805	3020	3305	2440	3435
4 суток	3885	4035	3460	4310	-	4040	3220	4265
5 суток	-	-	3355	-	-	-	3885	-
500 мб								
1 сутки	1415	1380	1175	1585	1345	1420	1215	1380
2 суток	2785	2700	2880	2920	2400	2495	2225	2685
3 суток	3935	3845	3680	4185	3430	3490	3090	3950
4 суток	-	5070	4575	5265	-	-	3945	-
5 суток	-	-	5520	-	-	-	-	-
Число суток	Ленинград				Киров			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
850 мб								
1 сутки	950	1010	850	1020	710	780	780	915
2 суток	1825	1915	1665	1820	1265	1420	1520	1780
3 суток	2485	2605	2450	2645	1855	2170	2375	2840
4 суток	3205	3215	3270	3525	2555	2770	3000	3810
5 суток	-	4060	3645	-	3355	2990	3860	-
6 суток	-	3230	-	-	-	-	-	-
7 суток	-	3535	-	-	-	-	-	-

700 мб								
1 сутки	1025	1250	935	1165	960	1046	985	745
2 суток	1945	2260	1895	2155	2070	1895	1905	1685
3 суток	2895	3150	2845	3115	2980	2760	2895	2385
4 суток	-	4065	3740	4125	3750	3155	3835	3040
5 суток	-	-	4445	-	-	-	-	-
500 мб								
1 сутки	1050	1345	1180	1200	1010	1225	1135	1140
2 суток	2075	2470	2260	2450	1990	2420	2165	2185
3 суток	3125	3520	2905	3500	3000	3120	3115	3310
4 суток	3950	-	4205	-	3940	-	-	-
5 суток	-	-	-	-	-	-	-	-

Табл. 1. Расстояния, проходимые частицей от начала движения вдоль траектории в зависимости от времени, сезона и высоты (км) (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Как видно из таблицы, рассеивание на расстояниях до 4000 км происходит весьма быстро. Наиболее точным стоит считать скорости переноса в первые 3 суток. Наибольшие скорости наблюдаются в осенне-зимний период, уменьшаясь к лету. Скорости будут тем больше, чем больше высота. Однако, на уровне 700 мб на юге ЕТР такая тенденция не наблюдается, что вызвано, вероятно, сменой направления ветра.

Скорости переноса воздуха в северной части ЕТР на высотах 850 – 500 мб в первые сутки характеризуются значениями от 1040 до 1390 км/сутки, а средние значения скорости – 870-1330 км/сутки. Таким образом, перенос на расстояние 1200 км осуществляется за сутки, а за трое суток – 3300 км.

В южной части ЕТР скорости переноса в значительной степени подвержены сезонности, при этом скорости меньше, чем в других частях. Скорости переноса на высотах 850 мб характеризуются значениями 700-920 км/сутки, средние – 620- 950 км/сутки; а на высотах 500 мб – 1000-1230 км/сутки, средние – 1000-1040 км/сутки. С ростом масштаба территории скорость переноса на больших высотах ослабевает медленнее, чем на низких, вероятно вследствие того, что с высотой уменьшается кривизна

траектории (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]). Так, на больших высотах частицы воздуха проходят 1000-1200 км, а за три дня – около 3000 км.

Таким образом, за 3 суток воздушный поток проходит расстояние соразмерное с площадью всей Европы, то есть превышающее размеры ЕТР. Также, основываясь на данных таблицы, можно судить о скоростях переноса на территориях материков, однако для большей точности и достоверности требуются дополнительные исследования. При определении скоростей переноса воздуха на макромасштабах уже нельзя пренебрегать вертикальными атмосферными движениями.

Рассматривая перенос воздуха вне зависимости от его направления, получаемое количество влаги, проносимое над рассматриваемой территорией, получается при суммировании различных переносов независимо от их направления на разных высотах. Это представляется возможным в большинстве случаев вследствие некоего обмена влагой - движение влаги в различных направлениях на каждой высоте выносит местную влагу за пределы рассматриваемой территории и приносит адвективную влагу со стороны (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]). Поэтому расчет суммарного переноса будет равен сумме осредненных переносов влаги на каждой высоте, при этом что максимальные значения переноса наблюдаются на высотах 0,5 – 1 км. Стоит заметить, что это значение высот может изменяться в зависимости от сезона и физико-географических характеристик района (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

Просуммировав переносы влаги над конкретным пунктом и поделив на влагосодержание атмосферы в этом слое, получится эффективная скорость переноса, с которой в среднем переносится влага над данным пунктом (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]). Высота эффективного переноса – высота, на которой наблюдается эффективная скорость проноса. Таких высот может быть несколько, при условии, что скорость ветра возрастает с высотой немонотонно. На значение этой высоты оказывают такие факторы как вертикальный профиль распределения абсолютной влажности и вертикальный профиль ветра.

Неравномерность распределение скоростей ветра в его вертикальном профиле вызывает постоянное расслоение воздушных масс, являющееся также частью перемешивания. Так, пронос воздуха в вертикальном столбе единичной площади представляется возможным разделить на две составляющие – систематический пронос смещения воздушной массы с течением времени и пронос рассеяния влаги, вызванный различными направлениями и скоростями ветра на высотах.

По результатам выяснилась квазилинейность возрастания рассеяния с течением времени. На рисунках ниже представлены скорости горизонтального рассеяния частиц воздуха на различных высотах.

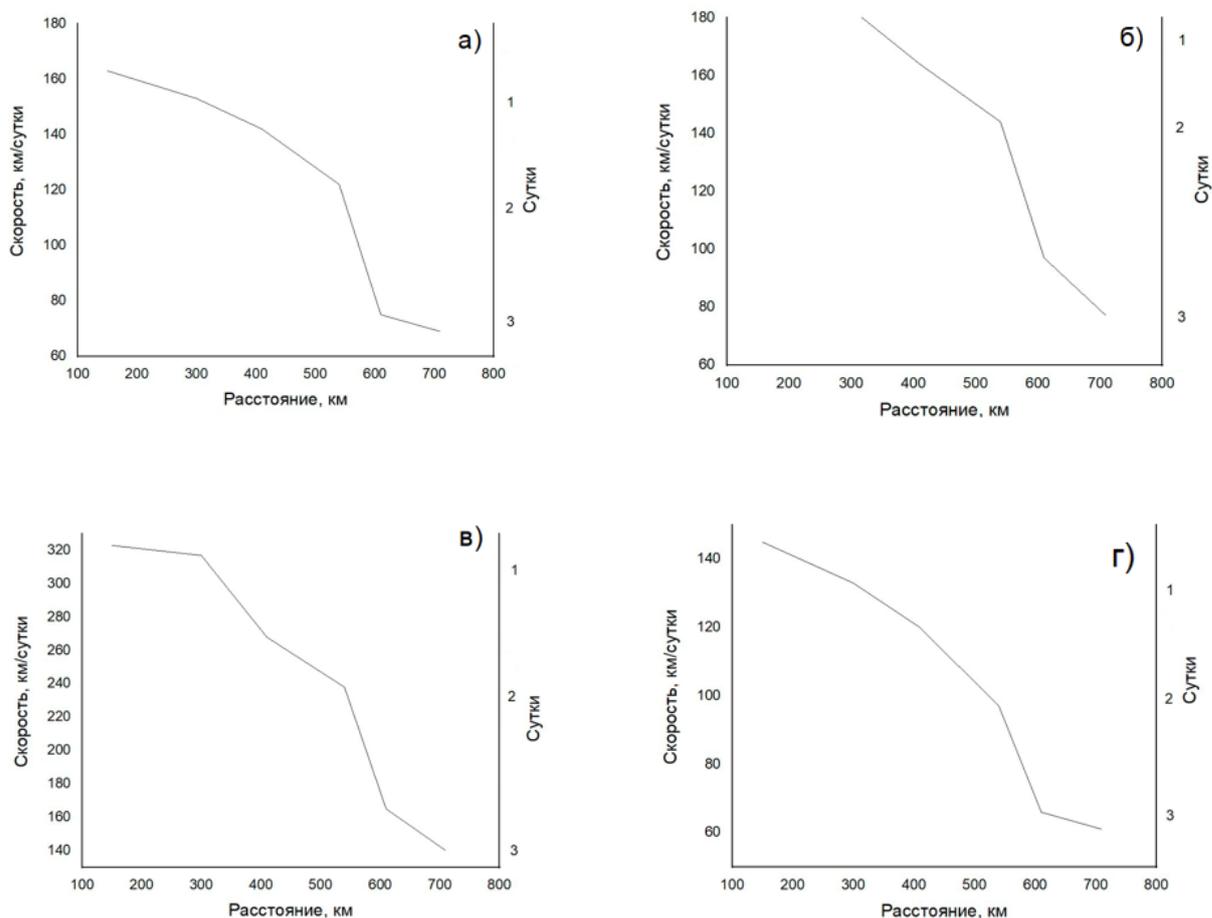


Рис. 4 Скорости рассеяния воздушных частиц: а – зима, б – весна, в – лето, г – осень (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Наибольшее рассеяние частиц воздуха наблюдается в зимний период. В умеренных широтах Евразии – в весенний период. Наименьшая интенсивность рассеяния будет наблюдаться в тот период, когда будет наименьшая скорость ветра, т.е. в летний. Радиусы рассеяния в различные сезоны представлены в таблице ниже.

Район умеренных широт Евразии	Сезон	Радиус рассеяния	Район умеренных широт Евразии	Сезон	Радиус рассеяния
Севернее 60° с.ш.	Зима	290	Для Европы (западнее 60° в.д.)	Зима	270
	Весна	280		Весна	300
	Лето	230		Лето	250
	Осень	250		Осень	270
От 50° до 60° с.ш.	Зима	240	Для Азии	Зима	250
	Весна	260		Весна	270
	Лето	220		Лето	240
	Осень	270		Осень	260
Южнее 50° с.ш.	Зима	300	Район умеренных широт Евразии в целом	Зима	260
	Весна	280		Весна	280
	Лето	250		Лето	240
	Осень	270		Осень	260

Табл. 2. Радиус рассеяния по сезонам (км/сутки) (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

2.1.2 ПЕРЕНОС ТЕПЛА И ВОДЯНОГО ПАРА НАД ЕВРАЗИЕЙ

Щербакова и Брегина (1956) провели исследование переносов и трансформации влаги над евразийскими умеренными широтами для циркуляций Вангенгейма [21]. Это исследование легло в содержание их совместного труда. До уровня поверхности 500 мб на различных высотах были рассмотрены траектории движения воздуха, проходящие через Лондон, Осло, Прагу, Ленинград, Киров, Харьков, Ростов-на-Дону, Караганду, Иркутск, Якутск и Владивосток (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]). На различных изобарических высотах, таких как 500, 700 и 850 мб, было построено несколько сотен (около 500) траекторий движения воздуха. Карта Евразии была условно разделена на VI областей, представленных на карте внизу.

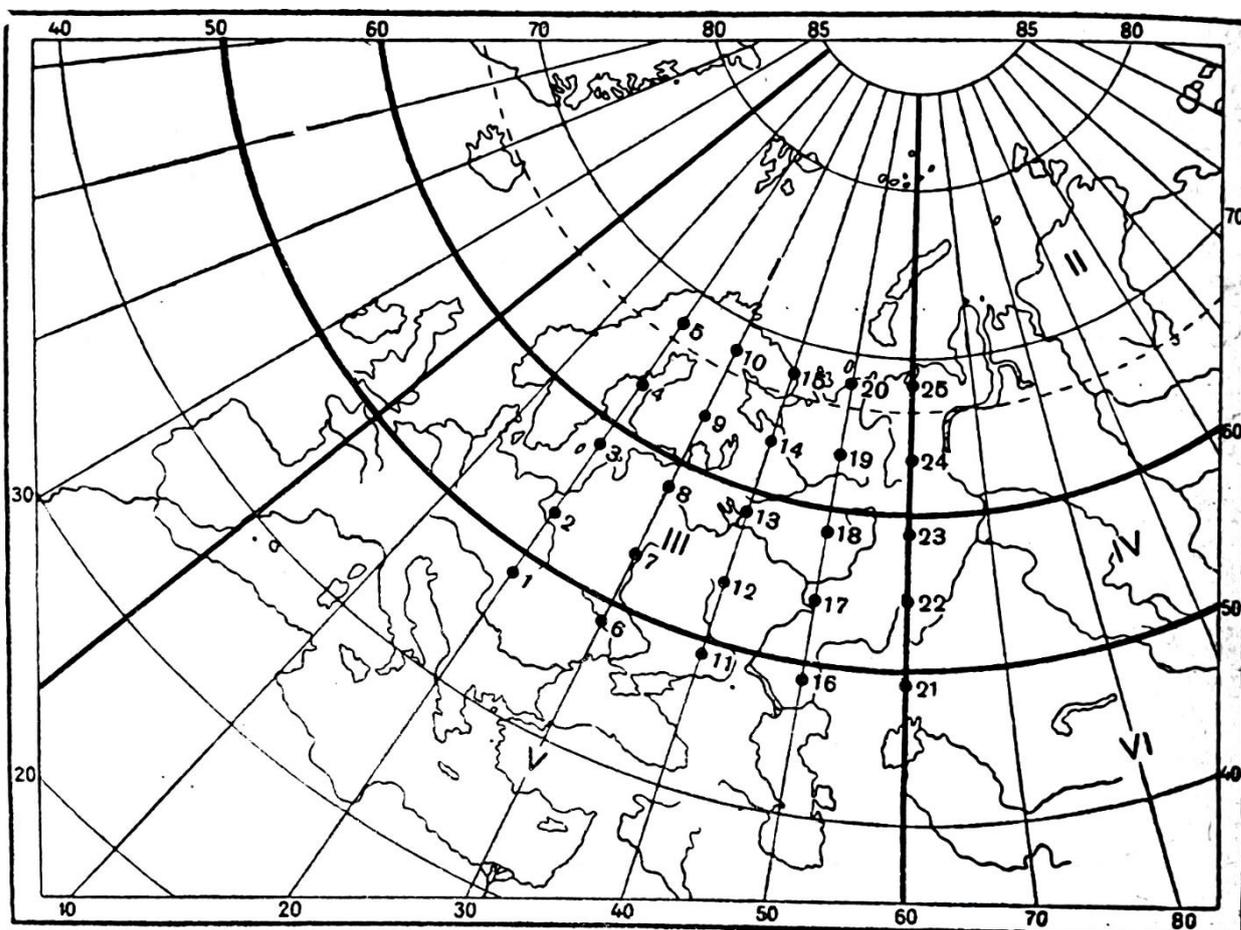


Рис. 5. Карта районов, по которым определялись характеристики тепло- и влагосодержания (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

Таким образом карта разделена на три широтные полосы – северная, районы I и II (60° с.ш. и севернее), средняя, районы III и IV ($60 - 50^{\circ}$ с.ш.) и южная, районы V и VI (50°

с.ш. и южнее), в каждую из которых вошли по два долготных региона – западный (0 - 60° в.д.) и восточный (60 - 120° в.д.).

Усредняя траектории движения воздуха за длительные промежутки времени, было выявлено, что они преимущественно имеют западно-восточное направление. Скорости переноса воздушных частиц были рассчитаны для следующих расстояний: 1000, 2000, 3000 и т.д. (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]). Средние значения составили 5000 км, причем колебания составляли от 3000 до 9000 км. Наибольшие значения переноса составили у западных траекторий.

Сезон	Северная зона	Центральная зона	Южная зона
Зима	46	33	29
Весна	45	33	29
Лето	41	32	27
Осень	45	41	32

Табл. 3. Средние скорости переноса в различных частях материка Евразии (км/час) (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Как видно из таблицы, существует 35 %-ое уменьшение переноса воздуха к югу, которое наиболее заметно летом. В южной зоне максимальные скорости переноса отмечены весной, в центральной зоне – осенью, а в северной – зимой. Наименьшие скорости наблюдались летом вне зависимости от расположения зоны. Рассматривая восточную и западную циркуляцию Вангенгейма, можно также установить наибольшие скорости переносов для всей Евразии. Так, наибольшие значения скоростей переноса будут наблюдаться в осенне-зимний период, а наименьшие – летом. Однако рассматривая меридиональный перенос, наибольшие значения относятся к весне, а наименьшие – к осени. Рассматривая годовой ход скорости ветра, наибольшие скорость будет наблюдаться при западном переносе, а наименьшая - при меридиональном переносе. Однако разница в скоростях составляет около 10 %.

Протяженность территории, км	Зима	Весна	Лето	Осень	Протяженность территории, км	Зима	Весна	Лето	Осень
Скорости переноса влаги					Скорости переноса тепла				
Северная зона									
1000	43	40	38	41	1000	47	44	42	45
3000	38	33	31	36	3000	44	38	35	40
5000	37	33	31	36	5000	41	37	34	40
7000	36	33	31	35	7000	39	36	34	38
Центральная зона									
1000	39	39	36	39	1000	43	43	41	43
3000	33	32	3	36	3000	3	36	34	39
5000	33	32	30	35	5000	36	36	33	38
7000	31	31	30	33	7000	34	34	33	36
Южная зона									
1000	35	38	34	37	1000	40	42	38	41
3000	31	32	29	32	3000	36	36	32	35
5000	30	32	29	32	5000	35	35	32	35
7000	30	30	29	31	7000	34	33	32	35

Табл. 4. Скорость переноса влаги и тепла для различных масштабов территории (км/час) (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Нижнетропосферный (до уровня 500 мб) перенос тепла необъективен для всей атмосферы, так как до этого уровня находится только половина всей массы. При этом, в вышележащих слоях, скорости переносов воздуха весьма значительны, равно как и

температурные градиенты. Вследствие этого эффективная высота и скорость переноса тепла даже ниже изобарического уровня 500 мб оказываются несколько больше эффективной высоты и скорости переноса влаги (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]). Можно сделать вывод, что за счет влияния вышележащих слоев скорости атмосферного теплопереноса больше скоростей влагопереноса.

Неоднородность скоростей и направлений ветра на одной высоте вызывает рассеяние воздушных частиц, которое квазилинейно.

Противоположность скоростей сезонного рассеяния зимой и летом могут объяснять значительные величины рассеяния на различных уровнях в эти сезоны, однако стоит заметить, что максимум рассеяния, наблюдаемый весной вызван спецификой процессов, происходящих в этот период года, то есть когда переноса наиболее неоднородны. В таблице ниже представлены значения рассеяния для запада, востока и всей Евразии по сезонам.

Сезон	Запад	Восток	Весь материк
Зима	270	250	270
Весна	300	270	280
Лето	250	290	240
Осень	270	260	260

Табл. 5. Рассеяние по сезонам (км/сутки) (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Из таблицы видно, что из-за особенностей циркуляции и влияния орографии на воздушные потоки, восточный годовой ход рассеяния отличен от западного годового хода. В холодное время над Европой воздушные потоки на материке несколько ослабляются, а по мере приближения к океану возрастает как скорость переноса, так и его упорядоченность. Летом наблюдается обратная картина - когда циркуляция циклоническая, рассеяние будет иметь наибольшие значения в противоположность более западных районов Евразии.

Как оказалось, существует различие и для широтных зон, выделенных ранее.

Сезон	Зона		
	Северная	Центральная	Южная
Зима	290	240	300
Весна	280	260	280
Лето	230	220	250
Осень	250	270	270

Табл. 6. Радиус рассеяния воздушных частиц в различных зонах Евразии (ка/сутки) (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Несмотря на то, что скорость переноса умеренных широт материка увеличивается с юга на север, минимальные значения рассеяния приходятся на центральную зону, а максимальные на южную, в которой направления переноса могут быть довольно часто противоположными на различных уровнях. В масштабах одного года максимум значений рассеяния будет наблюдаться в зимне-осенний период, а минимальные – в летний. Можно утверждать, что рассматриваемый случай не полностью описывают картину атмосферного влагопереноса, так как не рассматривались наиболее нижние слои атмосферы, вследствие сильных различий скоростей ветра от свободной атмосферы и значительных значений влагопереноса, что вызвано близостью к подстилающей поверхности.

Влагосодержание атмосферы определялось по влажности на основных изобарических поверхностях. Кроме того, оценивалось изменение содержания влаги на каждом уровне после прохождения пути в 1000, 3000 и 5000 км (Марчук, Кондратьев, Козодеров, 1988; [4]). Общее значение транспортируемого водяного пара определялось как произведение влагосодержания и эффективной скорости переноса. В случаях малого рассеяния выяснились значения ошибок, получаемых в результате неучета приземной влаги. Так, выяснилось, что значения влагосодержания могут быть преуменьшены на 10 - 15%. Особенно большие ошибки получают над океанической поверхностью, вследствие сильно развитых конвективных токов.

Воздушные массы, пришедшие со Средиземноморья или южной Атлантики, имели наибольшее изначальное влагосодержание во все сезоны года. Приход воздушных масс

Средиземноморья наиболее част при восточной циркуляции, в меньшей степени при западной и при переходе от восточной к меридиональной. Так, влагосодержание этих выносов до изобарического уровня 500 мб составило в зимний период около 13 кг/м², а в летний – около 25 13 кг/м². Перенос, в свою очередь, составил 128 кг/м*сек и 240 кг/м*сек соответственно.

Стоит отметить, что меньшие значения переноса и влагосодержания водяного пара наблюдались при приходе с Атлантики южнее 50° с.ш. Однако, есть случаи, в которых при западном типе циркуляции влагоперенос составлял примерно 300 кг/ м*сек на расстояния до 5000 км, причем начальные значения составляли около 390 кг/м*сек.

Район выноса частиц воздуха		Зима				Весна				Лето				Осень			
		Расстояние от начала траектории, км															
		0	1000	3000	5000	0	1000	3000	5000	0	1000	3000	5000	0	1000	3000	5000
Гренландия	Влагосодержание	4,2	4,6	5,5	-	5,9	6,5	6,8	6,3	11,4	12,0	15,2	16,5	8,2	7,8	8,0	9,4
	Перенос	48	55	58	-	65	72	63	58	120	128	131	142	91	87	80	94
Северная Атлантика	Влагосодержание	11,0	10,6	9,3	10,0	8,2	8,8	8,9	10,4	16,7	16,9	17,6	17,7	13,3	13,2	13,4	13,0
	Перенос	131	126	98	103	91	98	82	96	175	177	151	152	148	146	134	130
Центральная Атлантика	Влагосодержание	11,0	11,4	10,9	9,2	13,9	14,0	12,9	11,6	19,8	19,9	19,9	19,9	13,3	13,6	14,3	14,4
	Перенос	115	120	101	94	149	150	118	107	198	199	167	167	144	147	143	140
Южная Атлантика	Влагосодержание	11,6	11,6	11,8	10,3	16,3	16,8	15,1	14,9	21,2	21,1	21,3	22,0	18,7	18,7	18,6	17,7
	Перенос	113	113	102	86	171	176	134	132	202	201	172	178	193	193	166	157
Средиземное море	Влагосодержание	13,2	12,6	11,8	9,7	16,4	17,4	16,8	15,4	25,2	25,2	25,6	24,9	18,3	18,8	17,7	17,1
	Перенос	128	122	101	82	174	182	149	137	239	239	207	202	188	194	157	126
Малая Азия	Влагосодержание	8,7	9,5	8,7	7,7	15,3	14,1	13,0	-	27,1	25,7	23,5	-	19,0	17,2	15,0	14,1
	Перенос	84	92	75	65	161	148	116	-	257	243	190	-	195	177	134	126
Средняя Азия	Влагосодержание	8,7	-	-	-	17,4	17,5	15,8	19,1	23,3	22,9	19,3	-	20,0	-	-	-
	Перенос	84	-	-	-	183	184	141	170	221	218	156	-	206	-	-	-

Табл. 7. Влагосодержание (кг/м²) и количество переносимого водяного пара (кг/м сек.) в столбе атмосферы ниже поверхности 500 мб с основанием 1м² (Дроздов, Григорьева, 1963; [2])

Траектории воздушных частиц, которые берут начало из северного района Атлантического океана (севернее 60° с.ш.), преимущественно связаны с меридиональным или с восточным типом циркуляции, т. е. с меридиональными вторжениями (Дроздов, Григорьева, 1963; [3]). Наименьшим влагосодержанием обладает воздух, переносимый с территории о-ва Гренландия, достигающий территории Европы в летний период со следующими значениями: для зимнего периода влагосодержание, составило около 4,2

кг/м², влагоперенос – около 48 кг/м сек, а для летнего – около 11,4 кг/м² и около 120 кг/м сек.

Стоит отметить влагосодержание масс воздуха, выносимых с территории Ближнего Востока и Средней Азии, обладающих наименьшими значениями влагосодержания в зимний период. Вероятность образования подобных выносов наибольшая при восточном типе циркуляции.

Из таблицы видно, что летом влагосодержание над материком увеличивается, в том числе благодаря испарению и обогащению верхних слоев атмосферы вертикальными токами влаги.

В воздухе, выносящимся с территории Гренландии, преодолевая расстояние более 5000 км, влагосодержание увеличивается примерно в 2 раза. Влагосодержание будет тем больше, чем больше испарение областей, с которых и над которыми проходит воздух, и где испарение превалирует над осадками.

В весенний и осенний сезоны увеличение содержания влаги в воздухе над континентами возникает преимущественно при привнесении северных воздушных масс, а уменьшение – наоборот, южных. Влагосодержание над континентами зимой наблюдается при приносе арктических воздушных масс.

Важно отметить, что влагосодержание изменяется не только за счет процессов испарения-конденсации, а в том числе вследствие восходящих и нисходящих токов, которые можно выделить эмпирически.

Как отмечает О.А. Дроздов, для территорий Дальнего Востока значительные значения влагосодержания возникают при мощных выносах с находящихся к югу море, что вызвано хорошо развитыми муссонами в летний период (влагосодержание до 60 кг/м² и переносы до 500 кг/ м*сек). Однако с Японского моря выносы много меньше, а с Охотского отсутствует практически полностью.

Совокупное изменение содержания тепла воздушных масс, переносимых по траектории в слоях атмосферы, расположенных до изобарического уровня 500 мб может быть представлено по формуле, предложенной Дроздовым О.А., включающей в себя сумму изменений, вызванных колебаниями влагосодержания и температуры в результате различных преобразований:

$$Q_1 = \frac{mc_p (t_2 - t_1)}{\tau} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2} * \text{сутки (Дроздов, Григорьева, 1963; [3])},$$

где m – масса атмосферы единичного сечения данного слоя,

c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении ($p = const$),

t_1 и t_2 - температуры воздуха в начальном и конечном пунктах,

τ - время прохождения частицей воздуха в сутках.

Также О.А. Дроздовым предложена формула для оценки количественных характеристик скрытого тепла конденсации по изменению удельной влажности на каждом изобарическом уровне:

$$Q_2 = \frac{0,6m (q_2 - q_1)}{\tau} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2} * \text{сутки (Дроздов, Григорьева, 1963; [3])},$$

где q_1 и q_2 - удельные влажности воздуха в начальном и конечном пунктах.

Результаты расчетов по находящимся выше формулам представлены в таблице ниже. Как можно заключить, характеристики для различных годов оказались неоднородными, однако позволяющими сделать следующие выводы: проходя через центральную Атлантику в летний период воздушные массы приобретают до 30 кал/см², при это 2/3 этой величины связано с процессами конденсации, то есть скрытого тепла.

Воздушные массы, проходя из южной в северную Атлантику теряю до 140 кал/см² в сутки. Наибольшие теплопотери наблюдаются на изобарических уровнях вблизи 700 мб. Однако, если воздух привносится на север Евразии с северной Атлантики, то происходит теплопередача воздуху до 60-130 кал/см² в сутки, а если с центральной Атлантики, то 25-80 кал/см² в сутки.

Воздушные массы, приходя из южной Атлантики на север Европы теряют примерно 20 кал/см² в сутки. Теплопотери идут вследствие тепловой трансформации. Скрытое тепло имеет противоположный знак. Воздушные массы, приходящие с акватории различных частей Атлантического океана, проходя в центральную часть материка, приобретают в тепло в диапазоне 130 - 200 кал/см² в сутки, причем, важно отметить, что это значение составляет 50-70% всего тепла, приобретенного воздухом.

Воздушные массы, продвигающиеся из южной Атлантики в южные регионы Евразии в среднем приобретают около 300 кал/см² в сутки. Более 60 % этого

приобретаемого тепла воздух получает в нижних слоях тропосферы, оставшееся – на изобарических уровнях около 700 мб. До 40% приобретаемого тепла может получаться за счет испарения.

Когда воздушные массы приходят с акватории Средиземного моря, они теряют тепло в размере 120 - 150 кал/см² в сутки, если они переносятся в центральный и северный район. В южных регионах материка они теряют существенно меньше – около 20 кал/см² в сутки. Приходя из Арктики, воздух может приобретать до 200 кал/см² в сутки, а если с территории о-ва Гренландия – до 230 кал/см² в сутки, причем половина этого тепла получается за счет увеличения содержания в нем влаги.

Воздушные массы, двигаясь зимой, проходя через центральную Атлантику до уровня 500 мб, приобретают примерно 70 кал/см² в сутки. Поступая из центральной Атлантики в среднюю полосу, воздух отдает тепло в размере 170-200 кал/см² в сутки. В более восточных регионах, таких как Северный Казахстан и Западная Сибирь, воздух может терять практически до 400 кал/см² в сутки.

В осенние сезоны, воздушные массы, проходящие по центральной Атлантике, приобретают около 250 кал/см² в сутки. В случаях прихода воздушной массы из более южной части Атлантики в более северную вследствие тепловой трансформации, отдается около 140 кал/см² в сутки, при выносах в среднюю зону материка из южной и центральной части Атлантики тепло приобретается воздушной массой в среднем в количестве 30 – 55 кал/см² в сутки; наиболее интенсивен этот процесс при выносах в южную зону умеренных широт материка (Дроздов, Григорьева, 1963; [3]).

Воздух, приходящий с акватории Средиземного моря, приобретает около 30 кал/см² в сутки в южных регионах Евразии, однако в средней зоне воздух теряет 260-280 кал/см² в сутки.

Район поступления воздушных масс, с. ш.	Район выноса воздушных масс	Лето			Осень			Зима			Весна		
		Влагодержание, кг/м ²	Количество переносимого водяного пара, кг м/сек	Изменение общего количества тепла, кал/см ² * сутки	Влагодержание, кг/м ²	Количество переносимого водяного пара, кг м/сек	Изменение общего количества тепла, кал/см ² * сутки	Влагодержание, кг/м ²	Количество переносимого водяного пара, кг м/сек	Изменение общего количества тепла, кал/см ² * сутки	Влагодержание, кг/м ²	Количество переносимого водяного пара, кг м/сек	Изменение общего количества тепла, кал/см ² * сутки
Севернее 60°	Гренландия.... Атлантика:	11,7	120	-	9,0	101	-	6,0	78	+205	7,3	87	-
	а) северная часть	17,8	164	+123	11,3	120	-	7,6	98	-	-	-	-
	б) центральная часть	20,8	188	+75	10,5	109	-	7,0	83	-	10,1	104	-
	в) южная часть	19,5	177	-21	15,6	168	-199	-	-	-	9,2	91	-
	Средиземное море	22,8	210	-	-	-	-	10,8	118	-196	9,7	94	-

Табл. 8. Характеристика влаго- и теплосодержания воздушных масс, поступающих в данную зону (Щербакова и Брегина 1956; [22])

Между 50 и 60°	Гренландия.... Атлантика:	-	-	+230	9,2	94	-	7,3	72	+146	8,3	81	-
	а) северная часть	18,3	169	+189	13,2	134	-	5,4	59	+160	8,7	86	-
	б) центральная часть	22,3	198	+152	12,6	133	+55	9,3	91	-193	10,3	96	-
	в) южная часть	23,4	217	+197	18,2	189	+30	10,8	115	-341	17,1	171	-
	Средиземное море	25,4	240	-121	16,2	167	-276	9,0	88	-325	12,4	124	-
	Малая Азия и Аравия	30,7	289	-	-	-	-	6,9	86	-	-	-	-
	Средняя Азия	25,9	249	-	-	-	-	-	-	-	12,4	137	-

Табл. 8. Продолжение. Характеристика влаго- и теплосодержания воздушных масс, поступающих в данную зону, продолжение (Щербакова и Брегина 1956; [22])

Южнее 50°	Гренландия...	-	-	-	12,6	114	-	9,0	81	+91	-	-	-
	Атлантика:												
	а) северная часть	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	б) центральная часть	19,3	167	-	17,0	156	+ 39	10,7	101	+103	-	-	-
	в) южная часть	25,8	234	+328	22,7	240	+ 129	9,0	91	-319	12, 1	118	-
	Средиземное море	23,8	232	-20	17,1	174	+ 31	13,0	133	-24	17,8	188	-
Малая Азия и Аравия	27,8	277	-	11,8	133	-	-	-	-	22,0	242	-	

Табл. 8. Продолжение. Характеристика влаго- и теплосодержания воздушных масс, поступающих в данную зону, продолжение (Щербакова и Брегина 1956; [22])

Анализируя таблицу, можно заключить, что вынос влаги с океанических акваторий обладает наименьшими значениями в весенний период вследствие и малого содержания влаги приводного воздуха, и сравнительно большой развитости меридиональной циркуляции. Наибольшими значениями влагосодержания будут обладать те воздушные массы, которые привнесены с территорий Ближнего Востока – Малой Азии, Аравии и Аравийского моря. Однако, в осенний период, выносы с этих регионов будут обладать даже меньшими значениями, чем выносы с территории Гренландии.

2.2. АТМОСФЕРНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ

В целом, наибольшие значения влагосодержания наблюдаются над океанами, нежели над сушей, но тем не менее, несколько бóльшие значения находятся над большими материками северного полушария. Так как подобная особенность обнаруживается также и тех районах, где осадки превалируют над испарением, их приходится объяснять наличием над сушей в летний период восходящими движениями воздуха (Дроздов, Григорьева, 1963; [3]). Эти восходящие токи воздуха увеличивают содержание влаги посредством образования облачности, преимущественно кучевой и посредством образования конвергенции в вертикальном профиле. При этом примечателен эффект – обогащенные влагой воздушные массы, поднимаясь, теряют часть влаги в облаках, опускаясь уже обедненными потоки, богатые влагой, поднимаются, оставляют часть своей влаги в облаках и опускаются обедненными влагой, при этом ночью в процессе испарения образовавшейся ранее кучевой облачности, влага задерживается в высоких атмосферных слоях (Дроздов, Григорьева, 1963; [2]).

С высокой степенью вероятности наибольшие летние значения влажности воздуха азиатских муссонных районов имеют схожее происхождение. За исключением орографического, наиболее заметно понижение содержания влаги на материках в зимний период, в том числе в местах образования антициклонов над холодными течениями в летний период.

Причиной возникновения этого снижения содержания влаги являются не только нисходящие движения, но и низкие температуры (Дроздов, Григорьева, 1963; [3]). Наибольшая роль в тропических пустынях принадлежит как раз-таки нисходящим токам. Они могут в два раза уменьшать влагосодержание такого района по сравнению с окружающими. В работе Старра и Пейшота (Starr and Peixoto, 1958; [17]) этот факт не учитывался в полной мере, что привело к неверным выводам о значительных величинах испарения пустынь.

Не только распределение относительной влажности, но и давления показывает на существование нисходящих токов до поверхности земли над территориями пустынь, таких как Сахара. Стоит заметить, что приповерхностная относительная влажность преимущественно гомогенна, однако на изобарическом уровне около 700 мб ее значение уменьшается.

Влагосодержание имеет преимущественно зональное распределение. Наиболее заметно влаги изменяется сезонно в высоких широтах. В этих регионах наблюдаются малые значения влагосодержания в зимний период. Сезонные изменения зимы – лета

прослеживаются вплоть до экваториальных широт. Разница влагосодержания обоих полушарий в целом весьма невелика.

Несмотря на существующие (хоть и небольшие) различия влагосодержания приэкваториальных широт, переноса не осуществляется, что находит подтверждение в данных распределения осадков и в расчетах Феррейра и Пейшота (Ferreira, Peixoto, 1958; [9]). Эти расчеты содержат информацию о малых количествах атмосферной влаги, переходящей через нулевую широту в масштабе года.

Можно предположить, что именно ветровой режим вносит подобные несоответствия. Помимо детального изучения ветрового режима, возможно, стоит обратить внимание на более подробное изучение средних влагопотоков через экватор. Окончательное решение этого парадокса лежит, вероятно, в детальном исследовании ветрового режима, особенно режима осредненных влагопотоков через экватор по достаточно густой сети станций (Дроздов, Григорьева, 1963; [3]). Стоит отметить значительные величины потоков влаги в обе стороны через экватор в отдельно взятые годы. Согласно Дроздову О.А., вследствие того, что линия внутритропической конвергенции расположена преимущественно к северу от экватора, то средний поток влаги в нижних слоях тропосферы, наиболее богатый влагой, должен быть направлен из южного полушария в северное; компенсационный же отток должен происходить в верхних слоях атмосферы, обедненных влагой (Дроздов, Григорьева, 1963; [3]).

Месяц	Широтная зона, град.							
	северного полушария							
	90-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0	всего
Январь	17	154	252	510	764	1282	1896	4876
Июль	86	565	819	947	1528	1795	2029	7768
Месяц	Широтная зона, град.							
	северного полушария							
	0 - 10	10 - 20	20-30	30 - 40	40-50	всего		
Январь	1984	1795	1287	911	567	11 419		
Июль	1852	1410	804	719	378	12 932		

Табл. 9. Влагосодержание атмосферы различных широтных зон в виде пара (км³) (Дроздов, Григорьева, 1963; [3])

В целом атмосфера содержит около 12 000 – 13 000 км³ воды в газообразном состоянии. Среднегодовое количество осадков составляет примерно 500 000 км³. Тогда можно сделать вывод о среднегодовом количестве оборотов, которое будет равно 40 раз, что в свою очередь соответствует значению в 3,3 раза в месяц. В свою очередь такое значение соответствует среднепланетарному коэффициенту влагоиспользования - 11 %, а также близко к величинам, обнаруживаемым и в умеренных широтах, в частности России.

2.3. ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ В ПРИАРКТИЧЕСКИХ И АРКТИЧЕСКИХ ШИРОТАХ

Глобальное потепление можно охарактеризовать как процесс неравномерного повышения приповерхностной температуры воздуха в большинстве регионов Земли, протекающий вследствие влияния естественных и антропогенных факторов.

В приарктических и арктических широтах потепление более ярко выражено, чем в большинстве регионов Северного полушария. С 1880 по 2019 год средняя глобальная температура воздуха повысилась на 0,85 °С, а в Арктике – практически на 2,5 °С.

На рисунке № представлен межгодовой ход аномалий температур воздуха для всей Земли и Арктики. Из него можно заключить, что температурные колебания арктического региона обладают как большей изменчивостью на рассматриваемом промежутке, так и большими амплитудами в рамках непродолжительной выборки лет.

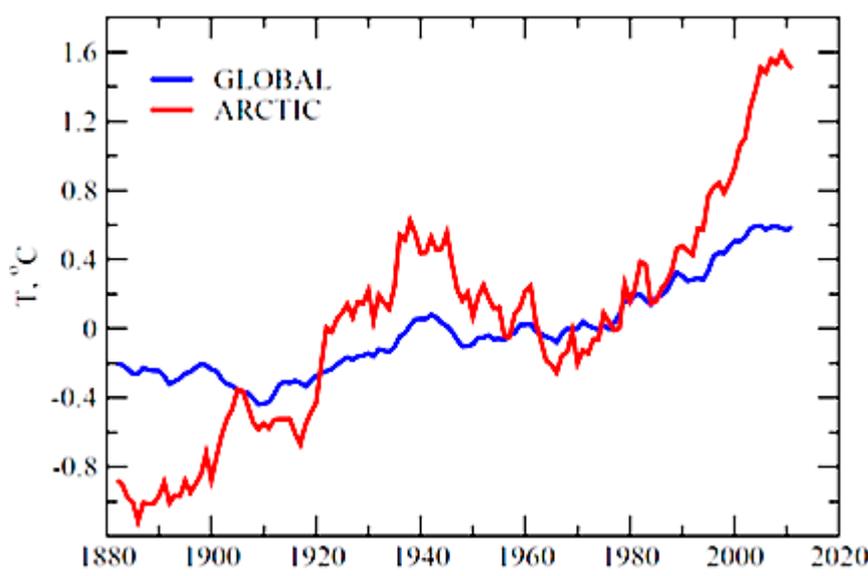


Рис. 6. Межгодовой ход аномалий среднегодовой температуры воздуха для всего земного шара и для Арктики (<https://data.giss.nasa.gov/>, 2021; [23])

Существует несколько механизмов, объясняющих в той или иной степени арктическое потепление:

1. Изменение прежних значений радиационных обратных связей: уменьшение альбедо – отражательной способности преимущественно вследствие таяния арктических льдов.

2. Приток соленой и теплой воды из Атлантики оказывает серьезное влияние на границу с опресненной арктической водой, которая в свою очередь будет влиять на границу распространения арктического льда. Этот фактор является одним из основополагающих для первого пункта, но его стоит выделить как отдельный вследствие различной природы.

3. Увеличение концентрации парниковых газов – фактор, вклад в общую картину которого до конца не изучен, и не имеющий однозначного мнения среди исследователей. Однако, значительные увеличения количества парниковых газов безусловно будут оказывать воздействие не только на климатическую систему, но и на все земные оболочки и балансы веществ.

4. Фактору влияния атмосферной циркуляции и усилению меридионального тепло- влагопереноса в частности в данной работе будет уделено бóльшее, по сравнению с другими возможными механизмами. Работы таких исследователей как Г.В. Алексеев (1990, 2015), Г.В. Алексеев и И.А. Подгорный (1991) Марчук Г. И. и др. (1988), Nakamura N., Oort A.H (1988), Serreze M.C и др. (2007) отмечают влияние циркуляции атмосферы и меридионального переноса как факторов изменения энергетического баланса и климата Арктики.

Численная характеристика неоднородности распределения приповерхностных температур вдоль меридиана из низких в высокие широты была предложена в работах Г.В. Алексеева и И.А. Подгорного (1991).

$$D_M = \langle (T_\varphi - \langle T_\varphi \rangle)^2 \rangle_\varphi, T_\varphi = \langle T_{\varphi\lambda} \rangle_\lambda, \langle T_\varphi \rangle = \langle T_\varphi \rangle_\varphi \text{ (Алексеев и др., 2015; [14])}$$

Осреднение по широте (φ) и долготе (λ) отображены с угловыми скобками.

Индекс D_M можно считать объективным показателем распределения температур воздуха, основываясь на результатах корреляционного анализа его и средней температурой в области $67,5^\circ$ – $87,5^\circ$ с.ш. с 1948 по 2010 год, проведенного Г.В. Алексеевым (Алексеев и др., 2015; [14]).

Высокие значения коэффициента корреляции, обладающего значениями от 0,45 в летний период до 0,81 в зимний период и 0,77 за весь год подтверждают репрезентативность индекса D_M . Этот индекс отражает меридиональный перенос как явного, так и скрытого тепла атмосферной циркуляцией (Алексеев и др., 2015; [14]).

Также Г.В. Алексеевым был проведен расчет вклада усиления меридионального переноса в тренд повышения приповерхностных температур воздуха для периода с 1969 по 2008 годы для различных макрорегионов планеты, основанный на данных реанализа NCEP.

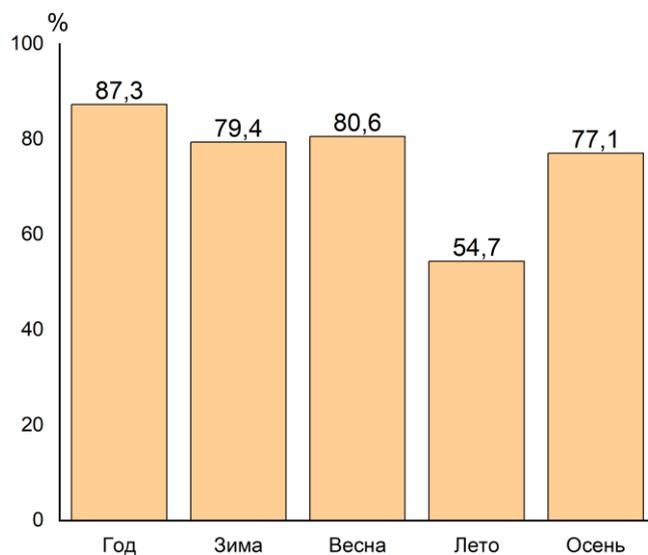


Рис. 7. Вклад (%) усиления меридионального переноса в тренд средней приповерхностной температуры воздуха 1969-2008 гг. в $67,5^{\circ}$ – $87,5^{\circ}$ с.ш. (Алексеев и др., 2015; [14]).

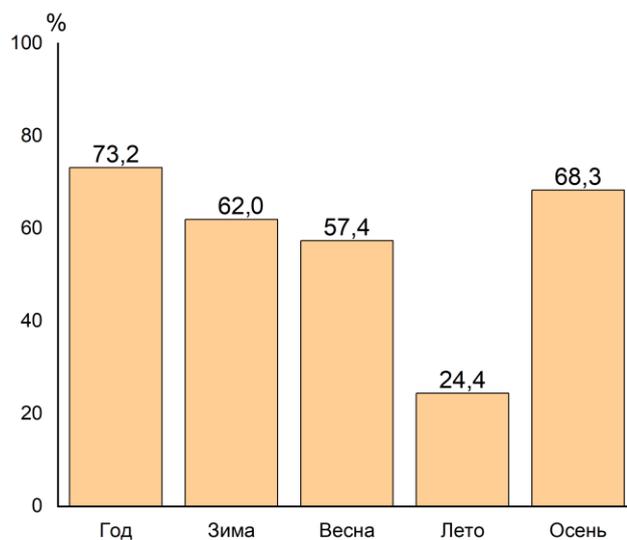


Рис. 8. Вклад (%) усиления меридионального переноса в тренд средней приповерхностной температуры воздуха 1969-2008 гг. в Северном полушарии (Алексеев и др., 2015; [14]).

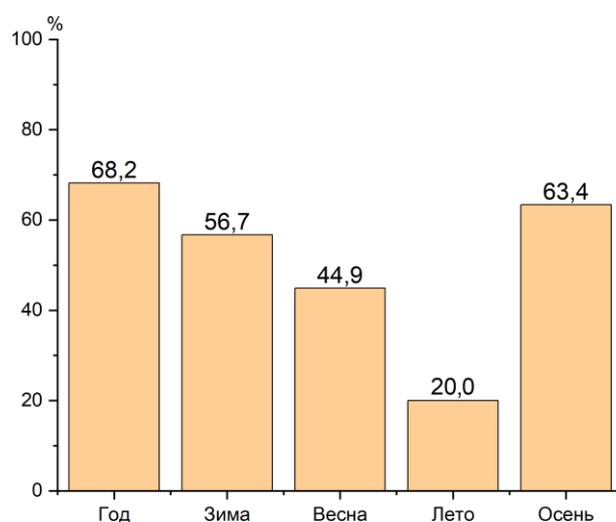


Рис. 9. Вклад (%) усиления меридионального переноса в тренд средней приповерхностной температуры воздуха 1969-2008 гг. на Земле в целом (Алексеев и др., 2015; [14])

Рисунки показывают схожую для всех трех регионов тенденцией уменьшения вклада усиления к летнему периоду, причем вклад убывает практически на треть при увеличении размеров анализируемого региона. Наибольшие значения процентного вклада усиления наблюдаются в осенне-зимний период, однако значительны величины вклада для Северного полушария и весной, которые будут формировать максимум. Так, для всех регионов, меридиональный перенос вносит преобладающий вклад в тренд приповерхностных температур воздуха.

3. ИНТЕГРАЛЬНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

3.1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ВОДЯНЫМ ПАРОМ

3.1.1. ПАССИВНЫЕ И АКТИВНЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ

По отношению к исследуемым объектам дистанционные методы подразделяются на пассивные, т. е. осуществляющие только приём электромагнитного поля, и на активные, осуществляющие как излучение электромагнитного поля с заданными характеристиками (формой, амплитудой и фазой — когерентный сигнал), так и приём отражённого от исследуемого объекта сигнала с характеристиками, в которых заложена физическая информация об объекте (Шарков, 2014; [8]).

Между пассивными способами дистанционного зондирования и активными существует фундаментальное отличие - данные, получаемых пассивными системами (радиометрами) содержат информацию о термическом состоянии объекта исследования, а данные активных систем содержат информацию об амплитуде и форме отражённого сигнала и его фазовых искажениях (Шарков, 2014; [8]). Так, например, невозможно получить активными способами информацию о характеристиках газов (физикохимии, давлении, температуре) в чистой атмосфере из-за того, что рассеяние электромагнитных волн на молекулах газа весьма мало (в противоположность рассеянию на гидрометеорах и аэрозолях в земной атмосфере) (Шарков, 2014; [8]). Одно из преимуществ теплового излучение - выдающаяся информативность данных о состоянии газовых сред не только на Земле, но и на объектах ближнего и дальнего космоса.

Основа пассивных методов – прием собственного излучения физического объекта, обоснованного термической внутренней энергии вещества, которая в свою очередь вызвана молекулярными колебаниями молекул.

Е. А, Шарков дает следующее определение радиометров: радиометры – приборы, осуществляющие приём и обработку определенного типа излучения (соответствующего диапазона длин волн) (Шарков, 2014; [8]). В перечень пассивных методов входят радиотеплолокация, рентгеновская, оптическая, ИК- и радиоастрономия, тепловые съемки в ИК-спектре объектов Солнечной системы. В перечень активных причисляют различные виды радиолокации, такие как: радиолокация измерения с активным подсветом (например, лидары), в режимах с синтезированной и реальной апертурой, доплеровская, а

также скаттерометрия (определение направлений и скоростей ветра в приводном морском слое) (Serreze M.C и др., 2007; [17]).

Пассивные и активные методы дистанционного зондирования дополняют друг друга. Так, например, при исследовании степени шероховатости поверхности, информация, полученная в результате обоих видов наблюдения будет обладать различной информативностью. В настоящее время при помощи восстановительных алгоритмов производится комплексная обработка данных и активных, и пассивных систем. Это дает возможность получения новых, более полных данных. Как отмечает Е.А. Шарков, что схожим образом можно совмещать традиционные методы и активное лазерное зондирование в видимом и ИК-диапазонах.

На рисунке ниже представлена схема Шаркова Е. А. по исследованию объекта пассивным радиометром:



Рис. 10. Схема исследования физического объекта пассивным радиотепловым методом. МШ – мультипликативный шум в атмосфере и усилителе; АШ – аддитивный шум в атмосфере и усилителе; рЧ-усилитель — радиочастотный усилитель (Шарков, 2014; [8])

Е. А. Шарков приводит следующие элементы радиотеплового комплекса:

- антенная система;
- микроволновый радиотепловой приемник;
- регистрирующее и запоминающее устройство;
- радиотехническая система передачи полученных данных на пункты обработки информации.

Свойства и требования, которым должен отвечать радиотепловой комплекс:

- принимать ЭМИ определённого спектра в установленном телесном угле с установленного пространственного направления;

- иметь высокую чувствительность, способной регистрировать флуктуации излучения физических объектов;
- обеспечить привязку измеряемого потока излучения к положению в пространстве соответствующих источников излучения (Шарков, 2014; [8]).

3.1.2. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЯНОГО ПАРА

Водяной пар имеет сложный спектр поглощения. Полосы, его составляющие, расположены и в видимой, и в инфракрасной области. Основные полосы поглощения водяного пара приходятся на длины волн (центр полосы) 0,72, 0,84, 0,94, 1,14, 1,88, 1,87, 2.70 и 3.20 мкм (Матвеев, 1984 [4]).

Функции пропускания водяного пара к настоящему времени были экспериментально изучены. В Табл.1 приведены опытные значения функции пропускания $P_\lambda(Q_p)$ для некоторых полос поглощения при различных значениях содержания (массы) водяного пара Q_p в столбе воздуха, через который проходят солнечные лучи (Матвеев, 1984 [4]). Видно, что наиболее сильно солнечная радиация поглощается в полосах, относящихся к близкой инфракрасной области. Поток проходящей солнечной радиации ослабляется за счет поглощения на 5-10 % при прохождении через всю атмосферу при средних значениях Q_p (чаще всего от 1 до 20 кг/м²) (Матвеев, 1984 [4]).

Q_p кг/м ²	Полоса поглощения, мкм							
	0,71- 0,76	0,81- 0,86	0,89- 1,00	1,06- 1,21	1,28- 1,54	1,66 – 2,08	2,25- 3,00	3,00- 3,60
0,01	99, 8	99, 8	99, 4	98, 6	95, 5	94, 5	86, 4	97, 4
0,1	99, 3	99, 4	98, 0	95, 8	87, 2	88, 2	71, 4	92, 2
0,5	98, 5	98, 8	95, 6	91, 1	76, 2	78, 5	61, 4	83, 8
1,0	97, 4	99, 3	93, 9	87, 8	70, 1	73, 4	57, 7	78,3
10	93, 4	94, 6	82, 9	68, 7	48, 0	57, 8	47, 2	51, 9
20	90, 3	92, 0	76, 5	59, 8	41, 0	53, 6	44, 1	42, 3
40	87, 4	89, 5	70, 7	51, 7	35, 2	50, 1	41, 5	34, 7
100	81, 1	84, 1	60, 6	40, 2	27, 9	44, 8	38, 0	25, 5

Табл. 10. Функция пропускания (%) водяным паром спектральных потоков радиации (Матвеев, 1984 [4])

Водяной пар является основным парниковым газом, поглощающим больше тепла, чем углекислый газ, поскольку масса водяного пара больше, чем других поглощающих газов (CO_2 и O_3). Поэтому на его долю приходится основная часть поглощенной радиации (во всем атмосферном столбе) (Матвеев, 1984 [4]).

На оз. Севан Т. В. Кирилловой были получены значения функции пропускания солнечной радиации для слоев различной толщины h жидкой воды за май (P_V), июль (P_{VII}) и сентябрь (P_{IX}):

$h, \text{ м}$	0,5	1	2	3	5	8	10	15	20
P_V	0,49	0,38	0,27	0,22	0,12	0,06	0,04	0,01	0,00
P_{VII}	0,48	0,43	0,34	0,28	0,19	0,12	0,09	0,05	0,03
P_{IX}	0,41	0,36	0,27	0,23	0,12	0,10	0,07	0,04	0,01

Табл. 11. Функция пропускания водяным паром спектральных потоков радиации для слоев различной толщины жидкой воды (Матвеев, 1984 [4])

Как видно из таблицы, полуметровый слой воды поглощает солнечную радиацию более чем на 50%, а пятнадцатиметровый – более 95%.

На рисунке изображен спектр радиояркостной температуры на линии поглощения $1,35 \cdot 10^{-2}$ м или же около 22 ГГц для профиля аномальным распределением в высотных слоях при наблюдении в зенит атмосферы (Шарков, 2014; [8]). Из графика видно, что при выборочных микроволновых наблюдениях возможно оценить выделяющиеся распределения газов в атмосфере.

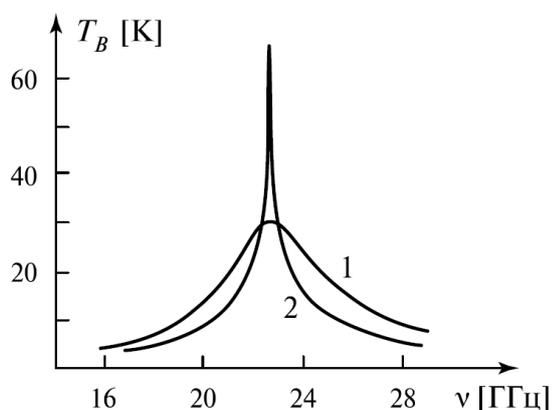


Рис. 11. Спектр яркостной температуры при наблюдении в зенит атмосферы в линии поглощения $1,35 \cdot 10^{-2}$ м (Шарков, 2014; [8])

3.2 ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗОВАВШИЕСЯ В РАБОТЕ

3.2.1 ДАННЫЕ ИНТЕГРАЛЬНОГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ: ИСТОЧНИКИ, ФОРМАТЫ, ОБРАБОТКА

Большую роль в изучении атмосферной циркуляции играет спутниковый мониторинг, в том числе пассивные микроволновые измерения. Сильные линии поглощения водяного пара на частоте около 22 ГГц определяют возможность использования микроволновых спутниковых радиометров для измерения общего количества водяного пара в вертикальном столбе атмосферы (ИВС - интегрального влагосодержания). Искомый параметр определяется на основе регрессионных моделей соотношения между количеством водяного пара и регистрируемыми радиояркостными температурами атмосферы (Шарков, 2014; [9]). Наиболее надежны оценки интегральных параметров атмосферы над океаном, поскольку собственное микроволновое излучение водной поверхности много меньше, чем суши.

Источником данных для исследования служит портал Remote Sensing Systems (RSS, www.remss.com). Информация архива RSS охватывает интервал непрерывных радиотепловых спутниковых наблюдений с июля 1987 года и до настоящего времени. Информация является открытой для использования в научных целях. Продукты RSS содержат поля интегрального влагосодержания атмосферы над океанами, а также ряд других параметров атмосферы (полный водозапас облаков и др.).

Значения ИВС даются в линейных единицах, миллиметрах (мм) – это глубина, на которой вода будет конденсироваться в жидкую форму. Используя плотность воды, мы также можем указать пар в виде $\text{кг} / \text{м}^2 = 1 \text{ мм}$ или $\text{г} / \text{см}^2 = 10 \text{ мм}$ (www.remss.com/missions/, 2021; [28]).

Специальный Микроволновый Формирователь изображения с датчиком (SSM/I - Special Sensor Microwave Imager) и датчик изображения микроволнового диапазона со специальным датчиком (SSMIS - Special Sensor Microwave Imager Sounder) представляют собой спутниковые пассивные микроволновые радиометры. Эта серия приборов находится на борту спутников долговременной миссии DMSP с 1987 года. Эти спутники находятся на околополярной орбите на высоте примерно 800 км. Инструменты обозначаются по номерам спутников, начиная с первого КА DMSP F08, и перечислены в таблице ниже. В настоящее время на орбите находятся КА F15, F16, F17 и F18. Кроме водяного пара по измерениям радиометров получают параметры скорости приземного

ветра, облачную жидкую воду и интенсивность дождя. В Таблице 12 приведена информация о времени работы миссии DMSP.

Инструмент (Спутник)	Дата начала	Дата остановки
F08 SSM /	Июль 1987 г.	Декабрь 1991
F10 SSM / I	Декабрь 1990 г.	Ноябрь 1997
F11 SSM / I	Декабрь 1991	Май 2000 г.
F13 SSM / I	Май 1995 г.	Ноябрь 2009
F14 SSM / I	Май 1997 г.	Август 2008 г.
F15 SSM / I	Декабрь 1999	Настоящее время (не следует использовать после августа 2006 г. для изучения климата)
F16 SSMIS	Октябрь 2003 г.	Настоящее время
F17 SSMIS	Декабрь 2006 г.	Настоящее время
F18 SSMIS	Октябрь 2009 г.	Настоящее время
F19 SSMIS	Апрель 2014 г.	Февраль 2016 г. (данные в настоящее время НЕ доступны в RSS)

Табл. 12. Спутники серии F, периоды времени их работы (www.remss.com/; [28])

На портале www.remss.com представлены карты глобального распределения ИВС в графическом формате png. Также есть доступ к ftp-серверу, где данные представлены в формате netCDF в виде единого файла, содержащего последовательный набор массивов значений ИВС. Каждый массив – это матрица 360×180 элементов, каждый элемент – это значение ИВС в узлах сетки с шагом 1 градус, покрывающей земной шар. NetCDF (Network Common Data Form) — машинно-независимый двоичный формат файлов, открытый стандарт для обмена научными данными (<https://dic.academic.ru/>, 2021; [22]). Преимущественно этот формат используется в климатологии, например, для данных о погоде, для климатических данных и для геоинформационных (ГИС) систем. Для данных

формата netCDF существует набор программных библиотек поддерживающие создание, доступ и совместное использование научных данных, ориентированных на массивы.

Согласно центру программ Unidata, поддерживающему программные интерфейсы netCDF, данные в формате netCDF можно разделить следующим образом: самоописывающийся, портативный, масштабируемый, добавляемый, разделяемый, архивируемый. Библиотеки для работы с netCDF существуют на многих языках программирования: C, C++, Java и Fortran. Программные интерфейсы также доступны для Python, IDL, MATLAB, R. Также с этим форматом данных способны работать пакеты для численного анализа данных и научной графики, например, Origin (<https://www.unidata.ucar.edu>, 2021; [29]).

Для первичного анализа использовались оцифрованные графические изображения (с помощью инструментария пакета Origin (<https://www.originlab.com/>) пиксели переводились в соответствующие цифровые значения). В дальнейшем в работе использовались данные не картированные, а в численном (ASCII) виде. Для чтения файла в формате netCDF и перевода данных в ASCII формат для дальнейшей обработки средствами пакета Excel использовался скрипт для MathLab. Пример скрипта можно найти в разделе Приложения.

Файл данные ИВС в цифровом формате csv (ASCII файл с разделителем запятой) обрабатывался средствами пакета MS Excel. В Excel проводились операции разделения и сортировки матриц, выборки колонок и строк, формирования новых матриц, суммирования и др.

Изначальный массив данных, скачанный с портала RSS, был непригодным для анализа и визуализации. Выгруженный и прочитанный массив (переведенный из двоичного в код ASCII) представлял из себя хаотический при первичной проверке набор цифр в пакете MS Excel. Это, вероятно, связано с тем, что этот пакет ограничен количеством столбцов (16 384), а также имеет встроенные функции автоматического распознавания и перевода некоторых значений в вид, например, дат. Это приводило к тому, что происходило визуальное перемешивание значений. Для систематизации и обработки выгруженных с портала RSS данных потребовалась построчная выгрузка данных из массива. Для выполнения такой задачи потребовалось написать скрипт, который впоследствии был использован через инструмент «Макросы», входящий в пакет MS Excel. Этот скрипт можно найти в разделе «Приложения».

Такая выгрузка обеспечила представление данных в формате матрицы, что позволило обрабатывать данные для любых временных масштабов в рамках анализируемого 33-х летнего периода. Это также позволило рассматривать как региональные, так и локальные процессы изменения ИВС. Так, один месяц значений ИВС для всей площади Земли представляет собой массив данных размером 360×180 значений, т.е. 64. 800 значений. Год, соответственно, – 777. 600 значений. Немаловажным является еще то, что теперь данные представлены в формате .xlsx, что несколько упрощает их передачу и обработку вследствие широкой распространенности пакета MS Excel.

Адаптированные данные позволили создать простую для разделения по временным и территориальным масштабам базу данных с 1988 г. по настоящее время.

3.2.2 КАРТЫ ИНТЕГРАЛЬНОГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ: ВИЗУАЛИЗАЦИЯ

На портале RSS представлены суточные (с неполным географическим покрытием вследствие наличия областей, которые не входят в зону обзора спутника), 3-суточные и усредненные за месяц карты распределения интегрального влагосодержания (Total Precipitable Water, TPW) на географической сетке с шагом 1° . Карты построены по измерениям всей серии радиометров, работающих с 1988 года с использованием единой методики на основе тщательной взаимной калибровки приборов. Значения TPW представлены в линейных единицах (мм), что соответствует высоте колонны, которую занимала бы вода при полной конденсации пара. Как говорилось ранее, в этой работе использовались данные формата netCDF.

На рис. 12 в качестве примера исходных данных показаны карты глобального распределения ИВС для января и июля 1988 г. Карты построены с помощью графических средств пакета Origin по матрицам, прошедшим обработку в MS Excel.

На рисунке можно видеть, что максимальные значения ИВС (> 50 мм) наблюдаются в экваториальной зоне. Сезонное перемещение максимума из одного полушария в другое проявляется в долготном диапазоне $100-250^\circ$, тогда как в восточной части Тихого океана и в Атлантике приэкваториальные максимумы остаются вблизи 5° с.ш. С продвижением в более высокие широты происходит постепенное уменьшение ИВС: в средних широтах оно находится на уровне 30-40 мм, а выше 50° широты уменьшается до 10-20 мм.

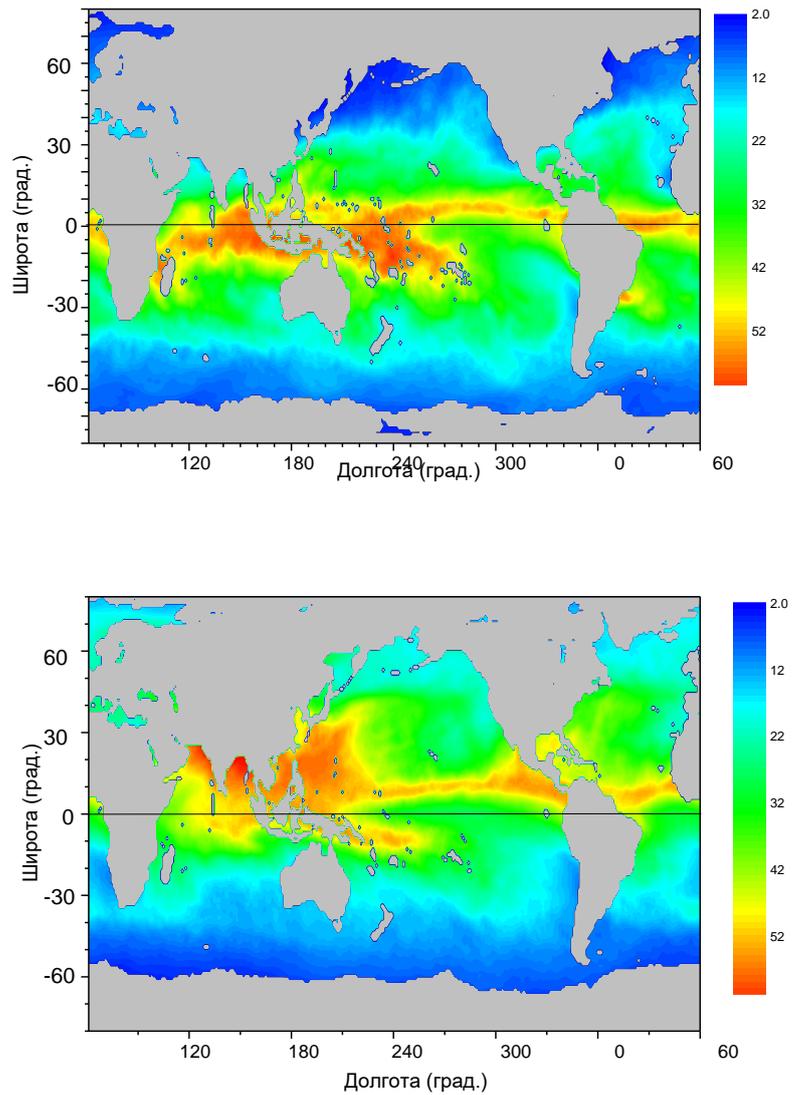


Рис. 12. Карты глобального распределения ИВС в январе (верхний график) и июле (нижний график) 1988 г.

На рис. 13 показаны карты распределения ИВС для холодного и теплого сезонов (январь и июль 1988 г.) для регионов северной Атлантики и северной части Тихого океана, которые рассмотрены далее в работе более подробно.

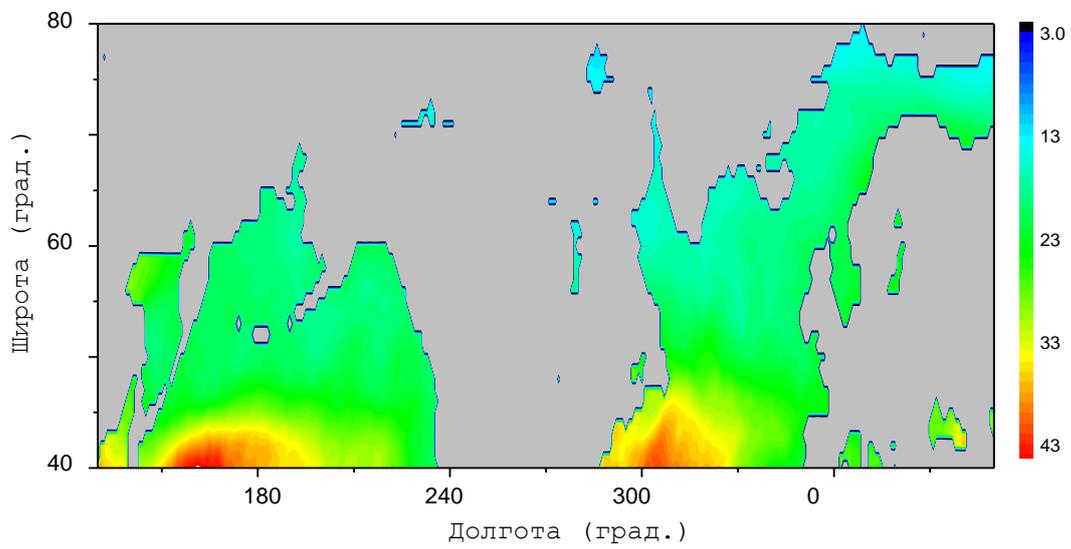
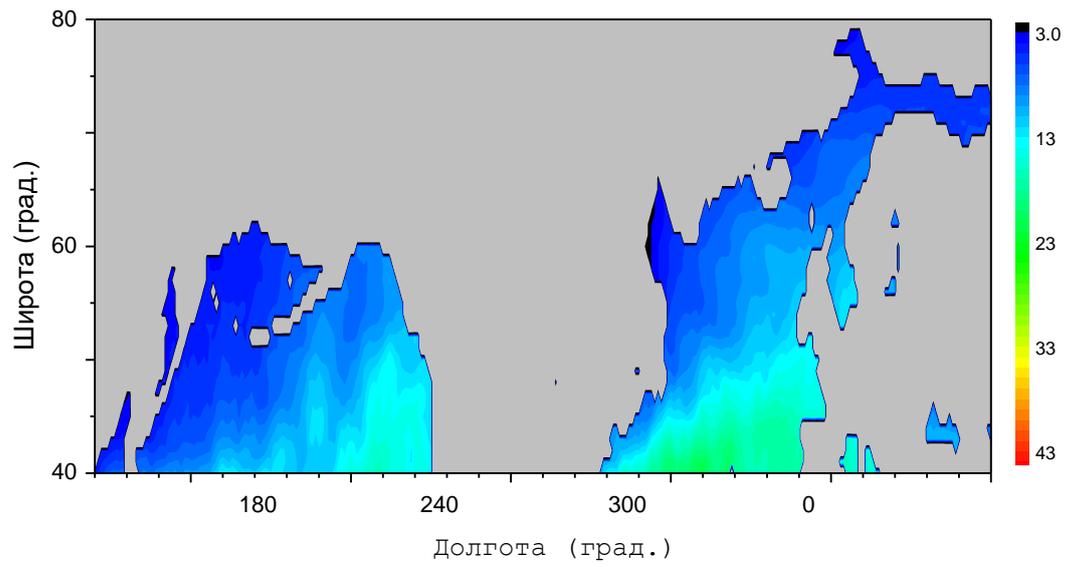


Рис. 13. Карты распределения ИВС в январе (верхний график) и июле (нижний график) 1988 г. для регионов северной Атлантики и северной части Тихого океана

3.3 ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИВС В ГЛОБАЛЬНОМ МАСШТАБЕ

На рис. 14 представлены среднезональные распределения ИВС в центральные месяцы зимы и лета - январь и июль, рассчитанные по композиту за 1988-2020 гг. Особенности глобального распределения ИВС от полюса до полюса отражаются в форме кривых. Можно видеть практически равномерное уменьшение влагосодержания от низких широт к полюсам, при этом экваториальный максимум смещен в северное полушарие. Детальная форма летней и зимней кривых обладает рядом характерных различий. Так, январский максимум (~42 мм) несколько меньше и расположен ближе к экватору (5° с.ш.), чем июньский (45 мм, 10° с.ш.). В летний сезон влагозапас в средних широтах северного полушария больше, чем южного, а суммарное планетарное ИВС в течение года меняется примерно на 15%. В июле оно больше, чем в январе. На севере сезонные различия ИВС достигают 10 мм, в то время как вблизи антарктического побережья зимние и летние значения ИВС практически одинаковы. На 60-70° с.ш. в зимний период заметно некоторое повышение влагосодержания, что может быть обусловлено восходящей ветвью циркуляционной ячейки Ферреля/полярной ячейки. Таким образом, наиболее отчетливо сезонные различия в тропосферном влагозапасе выражены в средних и высоких широтах северного полушария.

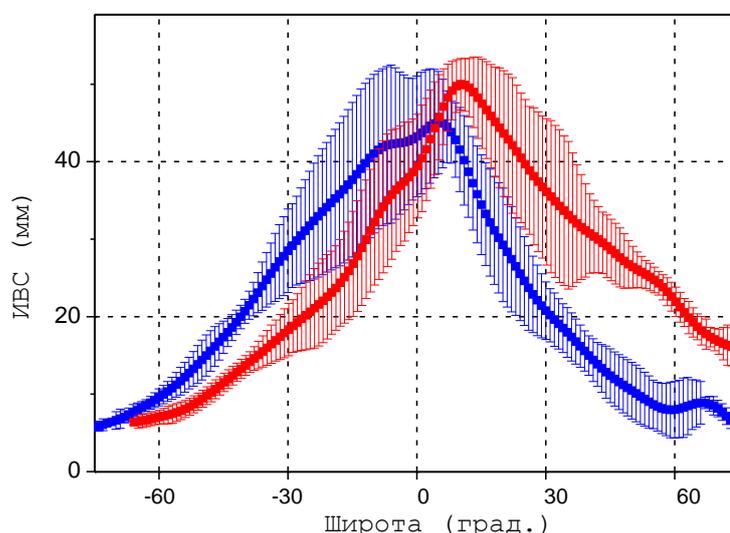


Рис.14. Среднезональные значения ИВС для января (синий) и июля (красный). Показано также среднеквадратичное отклонение

Считается, что долговременные изменение атмосферного влагосодержания непосредственно связаны с глобальным потеплением. По мере того как тропосфера Земли нагревается, все больше водяного пара удерживается без конденсации и превращения в облака, а затем в осадки. В предположении, что относительная влажность остается постоянной, количество дополнительного водяного пара регулируется соотношением Клаузиуса-Клапейрона. Из этого следует, что при повышении температуры на градус в атмосфере становится примерно на 7% больше водяного пара (O’Gorman, Muller, 2010). Так как водяной пар является мощным парниковым газом (ПГ), вследствие наибольшего количества в атмосфере среди других ПГ, рост влагосодержания дополнительно увеличивает температуру, образуя замкнутую обратную связь. Длина ряда спутниковых наблюдений, накопленных к настоящему времени позволяет оценить климатические тренды ИВС. Временной ряд среднемесячных и среднегодовых аномалий, усредненных по широтному диапазону $\pm 70^\circ$, показан на рис. 15. Оба параметра имеют восходящий тренд, который описывается уравнением линейной регрессии $y = -85.65 + 0.04 x$. Это дает скорость увеличения влагозапаса атмосферы 0.45 мм/10 лет, что примерно на 10% больше, чем оценка, полученная ранее в работе (Trenberth et al., 2005). Коэффициент детерминации равен $r^2=0.58$, т.е. линейный тренд описывает более половины изменчивости временного ряда. Пики 1998 и 2016 гг. совпадают с событиями Эль-Ниньо, когда значительно повышалась температура океана на больших акваториях. Коэффициент корреляция среднегодовых аномалий ИВС и температуры поверхности океана за рассматриваемый период составляет 0.95 (не показано).

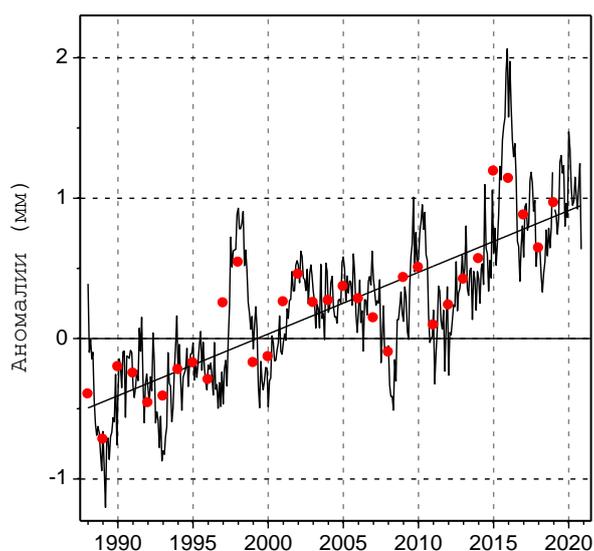


Рис. 15. Среднемесячные и среднегодовые (точки) аномалии ИВС в широтном диапазоне $\pm 70^\circ$ и линейный тренд

3.4. ВАРИАЦИИ ИВС В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

3.4.1 ТРЕНДЫ В АТЛАНТИЧЕСКОМ И ТИХООКЕАНСКОМ СЕКТОРАХ

Хотя в планетарном масштабе ИВС демонстрирует восходящий линейный тренд, в региональном масштабе тренд может быть менее равномерным. Долговременные изменения влагозапаса в средних широтах северного полушария представляет наибольший интерес, поскольку они связаны с поступлением тепла и влаги в Арктику. Среднегодовые аномалии ИВС, рассчитанные для северной части Атлантического и Тихого океанов в широтном диапазоне 40-70°с.ш., представлены на рис. 16. Можно видеть, что характер трендов в северной Атлантике и северной части Тихого океана различен. В Атлантике довольно быстрое увеличение ИВС наблюдалось до начала 2000-х, после чего рост практически прекратился. Трендовая составляющая изменчивости явно нелинейна и описывается полиномом 2-го порядка $y = 0.22 \cdot x^2 - 0.04 \cdot x - 1.92$. Тренд объясняет большую часть изменчивости ($r^2 = 0.86$), общее увеличение ИВС составляет примерно 2.5 мм, т.е. более 10%. В отличие от североатлантического сектора в тихоокеанском влагозапас увеличивался более равномерно, следуя линейному тренду $y = 0.04 \cdot x - 0.71$, и за тридцатилетний период вырос на 1.5 мм.

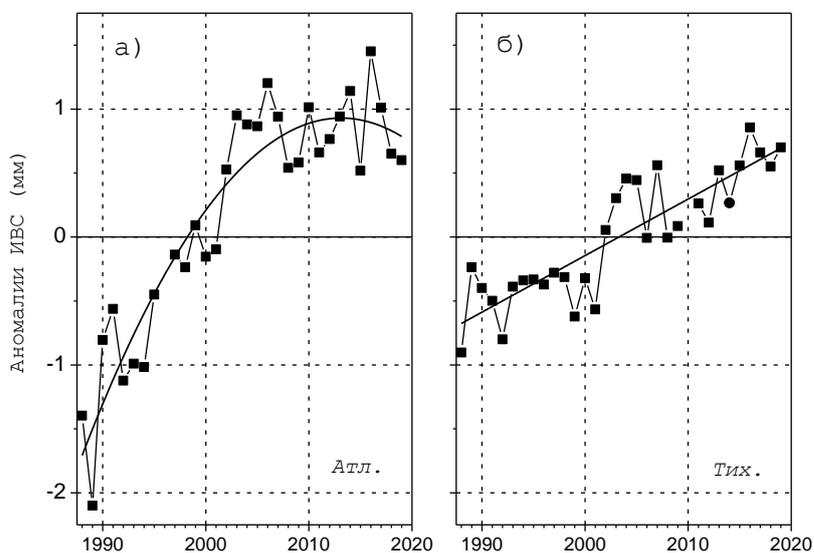


Рис. 16. Среднегодовые аномалии ИВС для (а) Атлантического и (б) Тихого океанов в широтном диапазоне 40-70° с.ш.

3.4.2 ШИРОТНАЯ МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Для выявления межгодовой изменчивости ИВС внутри каждого из анализируемых регионов были построены диаграммы Ховмёллера, которые помогают визуализировать эволюцию некоторого параметра на основе его статических изображений (Hovmöller, 1949). В нашем случае диаграммы, построенные в осях “время-широта” (ось абсцисс - время, ось ординат – широта) могут показать, как водяной пар распространяется с юга на север от месяца к месяцу в течение всего периода имеющихся спутниковых наблюдений. Для построения диаграммы с каждой карты среднемесячных распределений ИВС на определенной долготе выбирался ряд пикселей (ширина 1°); эти ряды последовательно помещались на ось у. В качестве репрезентативных были выбраны меридианы 345° (15° в.д.) и 195° (165° в.д.) для Атлантического и Тихого океанов, соответственно. Широтный диапазон ограничен 40 и 70 градусами с.ш.

На рис. 17 представлена широтно-временная диаграмма ИВС для северной Атлантики. В среднем, в сезонном ходе параметр изменяется от 10 мм зимой до 20 мм летом, а при смещении к полюсу от 40° до 70° с.ш. количество пара уменьшается примерно на 30%. На фоне систематической сезонной вариации наблюдается также значительная межгодовая изменчивость как в общем количестве пара, так и в его распространении от южной границы рассматриваемой области к северной. Так, на рисунке визуально заметно, что в зимние сезоны в 1993-1995, 2004-2006 и 2015-2016 годах распространение водяного пара от экватора к северу было менее интенсивным, чем в другие годы. В эти же периоды летнего пара также было меньше.

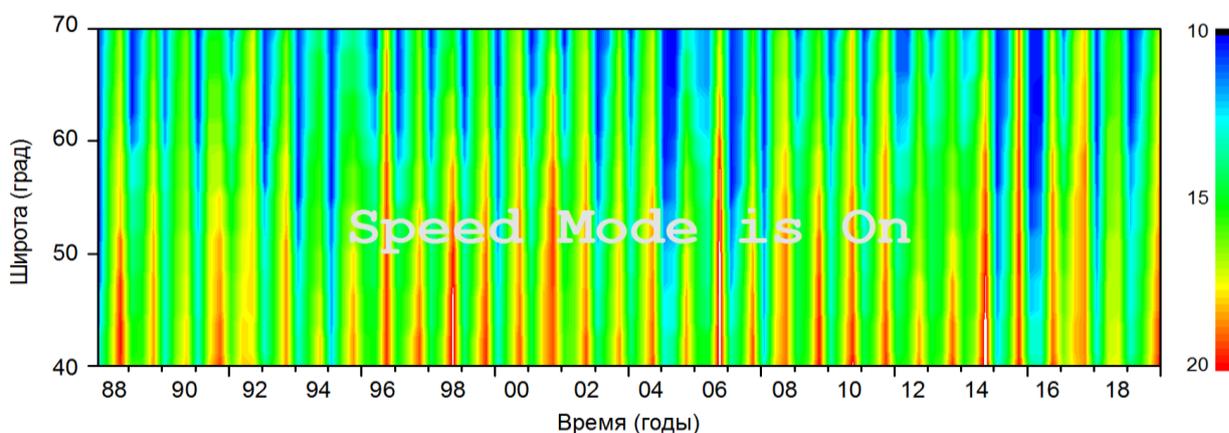


Рис. 17. Диаграмма «время-широта» для среднемесячных значений ИВС в северной Атлантике на меридиане 345° (15° в.д.)

На рис. 18 показана аналогичная широтно-временная диаграмма ИВС для северной части Тихого океана. В этом регионе широтное распределение водяного пара более равномерно, чем в северной Атлантике. Сезонные контрасты выражены слабее, большую часть года значения ИВС находятся в диапазоне 15-17 мм. На диаграмме также можно заметить тенденцию восходящего тренда – увеличения влагосодержания. Это выражается в увеличении значений ИВС в более низких широтах, расширении временных интервалов с концентрациями, характерными для летнего сезона и распространении этих концентраций к северу. Эффект усиливается после 2010 года. Разделение области на широтные зоны и оценка трендов в каждой зоне отдельно обнаруживает небольшие различия в скорости изменения ИВС (не показано), что указывает на то, что в диапазоне средних широт более низкие широты вносят основной вклад в общий тренд.

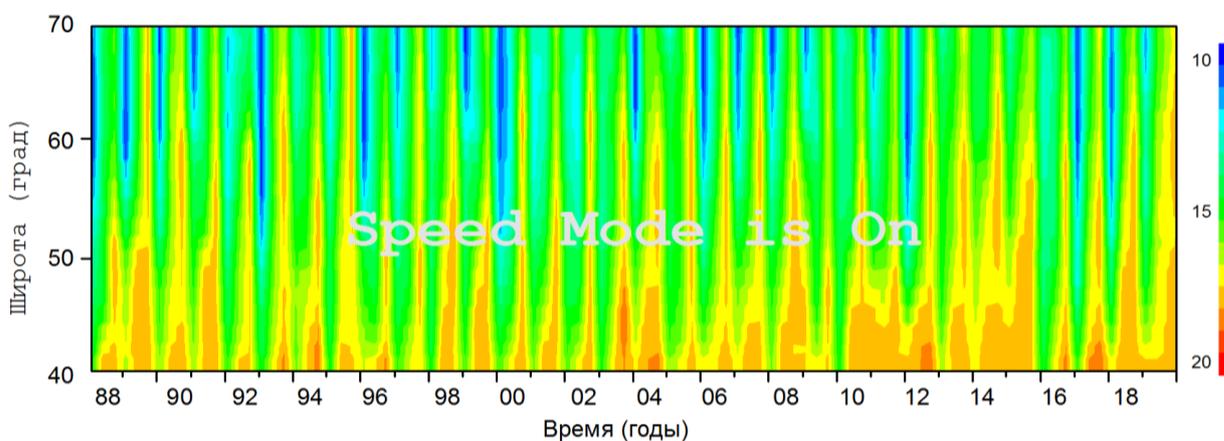


Рис. 18. Диаграмма «время-широта» для среднемесячных значений ИВС в северной части Тихого океана на меридиане 195° (165° в.д.)

3.4.3 ПЕРИОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПониЖЕНИЯ ИВС

Диаграммы, представленные на рис. 17 и 18, показывают, что на фоне систематической сезонной вариации наблюдается и заметная межгодовая изменчивость. В частности, это проявляется в том, насколько далеко к северу распространяется насыщенный водяным паром воздух низких широт. Как уже отмечалось, на рис. 17 можно выделить вертикальные полосы пониженной концентрации (голубой цвет) в первой половине 1990х, середине 2000-х и 2010-х, когда перенос водяного пара от экватора к северу был слабее, чем в другие годы. Низкая концентрация пара характерна для зимнего сезона. Сезонная вариация ИВС в северной Атлантике в широтном диапазоне 40-70° с.ш., усредненная за все годы, показана на рис. 19. Значения ИВС увеличиваются (до ~20 мм) ближе к экватору и в летние месяцы. В холодные месяцы и первые месяцы весны величина ИВС в высоких широтах (изолиния 10 мм не опускается ниже 67° с.ш.) минимальна. На низкоширотной границе 40° с.ш. значения ИВС также наименьшие (15 мм) в январе-феврале. В то же время, это месяцы, когда поступление тепла и влаги в Арктику может привести к повышению температуры там.

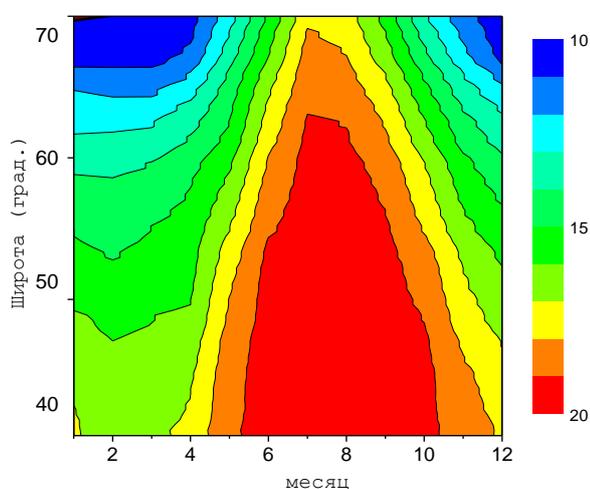


Рис. 19. Средняя сезонная вариация ИВС в северной Атлантике в широтном диапазоне 40-70° с.ш.

Для того, чтобы определить, насколько систематически проявляются периоды слабого меридионального тепловлагодпереноса и с чем они могут быть связаны, для каждой зимы была выделена самая низкая широта, которой достигает изолиния 10 мм. Затем были отобраны годы, когда эта широта была меньше порогового значения, в качестве которого была взята значение 65° с.ш. Для северной Атлантики таких зим оказалось восемь, а для северной части Тихого океана – пять.

3.5 АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ ПОДХОД ВЫЯВЛЕНИЯ ТРЕНДОВ

3.5.1. ИНТЕГРАЛЬНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ НА РАЗРЕЗАХ 55°, 60° И 65° С.Ш.

В данной части работы для выявления трендов ИВС в регионе северной Атлантики за период 1988-2020 гг. мы использовали среднемесячные карты глобального распределения TPW (Total Precipitable Water), на основе которых в осях “долгота-время” строились диаграммы распределения TPW вдоль выбранных отрезков широтных кругов. На рис. 20 в качестве примера исходных данных представлены карты глобального распределения TPW в августе и декабре 2019 г. Были выбраны отрезки широтных кругов на 55°, 60° и 65° с.ш., долготная протяженность которых составляет ~50°, показанные на поле влагосодержания черными горизонтальными линиями.

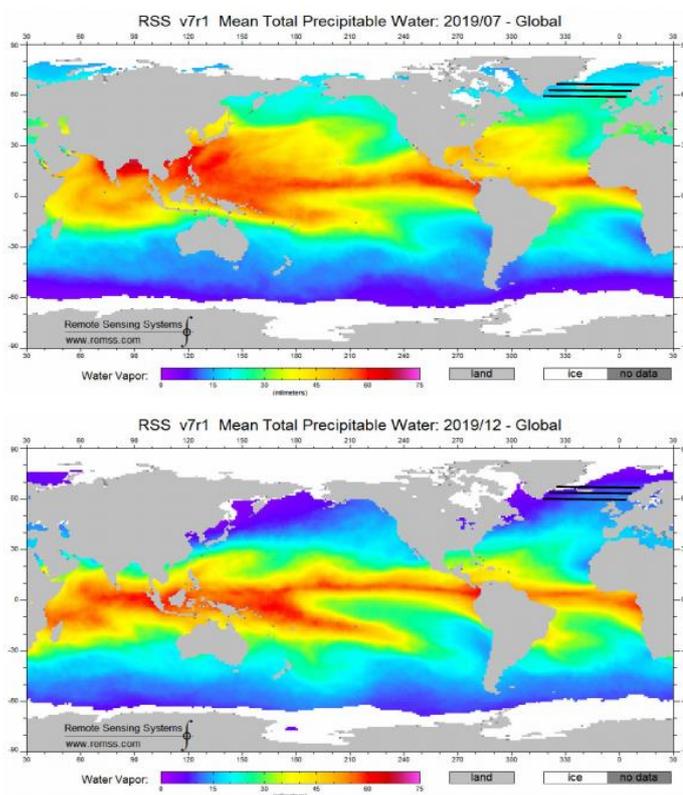


Рис. 20. Глобальное распределение интегрального влагосодержания (TPW) в в августе и декабре 2019 г. Черными линиями показаны разрезы на 55°, 60° и 65° с.ш.

На рис. 21 представлена долготно-временная диаграмма TPW для трех разрезов, обозначенных на рис. 20. Такая диаграмма показывает ежемесячную эволюцию количества влаги на данной широте в течение всего 32-летнего периода спутниковых наблюдений. В среднем, при переходе от широты 55° к широте 65° уменьшение количества пара составляет около 15%.

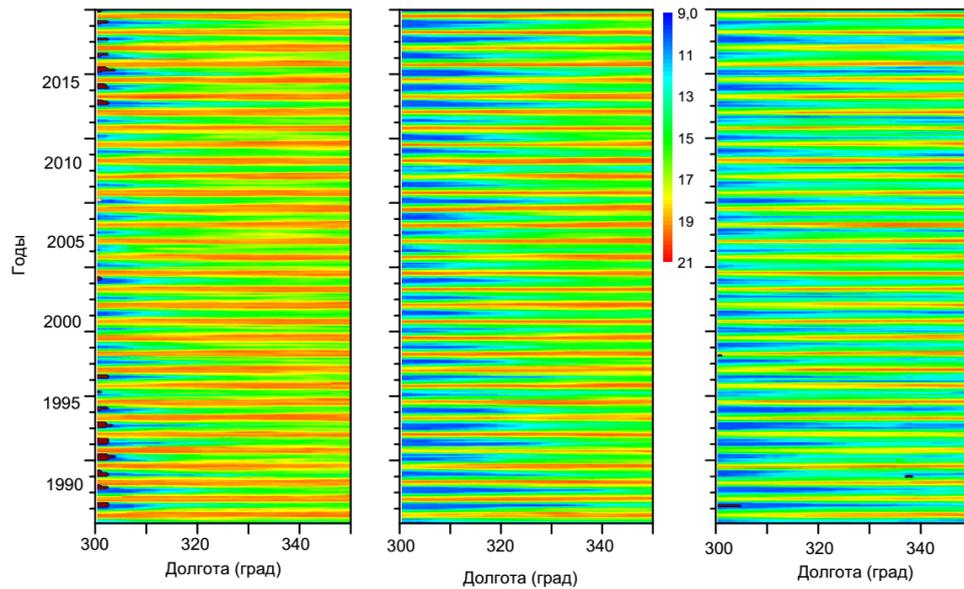


Рис. 21. Диаграммы «долгота-время» для среднемесячных значений ТРВ на разрезах 55°, 60° и 65° с.ш.

Амплитуда сезонной вариации ТРВ (рис. 22) составляет около 6 мм и возрастает с широтой. На 60° и 65°с.ш. форма вариации идентична с разницей в 0.5-1 мм. На 55° с.ш. вариация становится более пологой так, что летний уровень практически совпадает с уровнем на 60°, а зимний примерно на 2 мм выше. Максимум влагозапаса приходится на июль-август, а минимум – на январь-февраль.

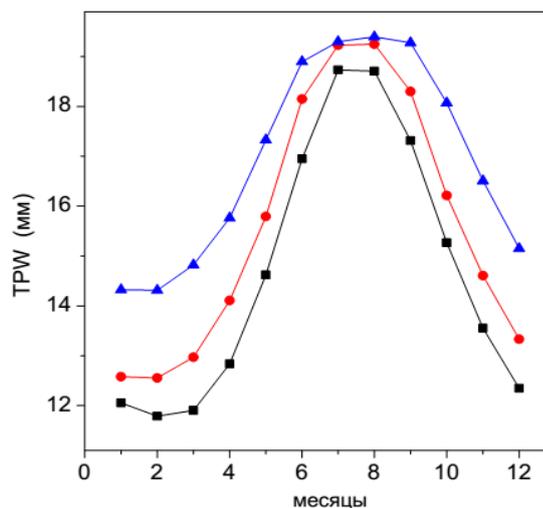


Рис. 22. Сезонный ход ТРВ на 55° (синий), 60° (красный) и 65° с.ш. (черный).

Во всей рассматриваемой области в период до начала 2000-х интегральное влагосодержание имело тенденцию к увеличению, а после 2005 г. количество пара стало постепенно уменьшаться.

На 65° (и в меньшей степени на 60°) выделяется максимум 1997 г., который совпадает по времени с чрезвычайно интенсивным событием Эль-Ниньо. В то же время, на широте 55° проявления сильного Эль-Ниньо 1997 г. нивелируется.

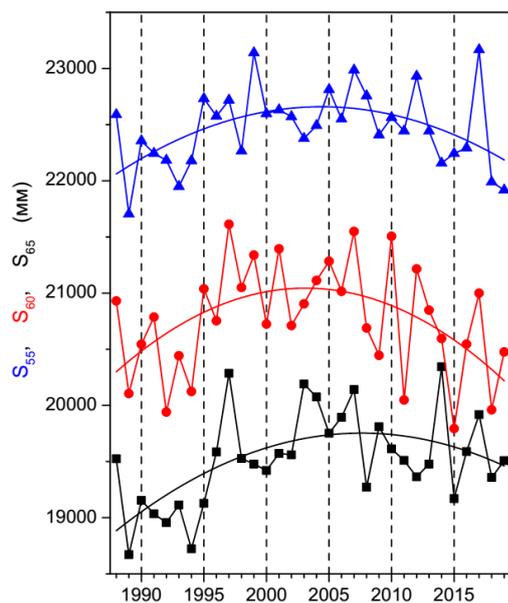


Рис. 23. Годовые значения TPW, просуммированные по долготному диапазону разрезов на 55° (синий), 60° (красный) и 65° с.ш. (черный).

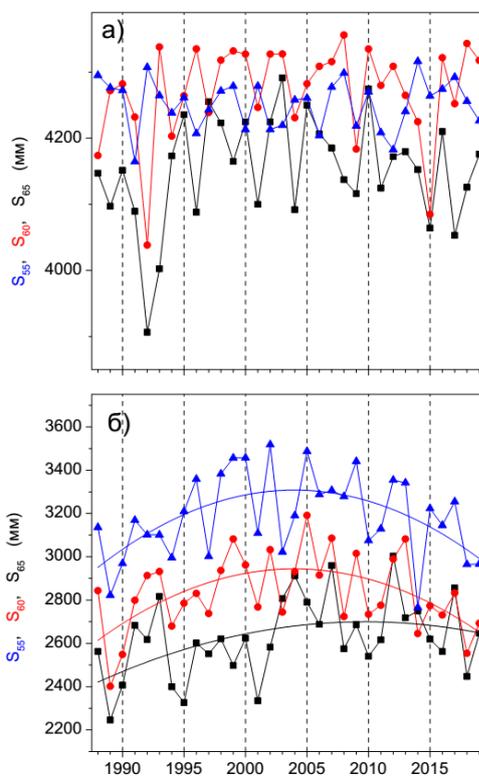


Рис. 24. Суммарные годовые значения TPW (а) в июле-августе и (б) в январе-феврале на 55° (синий), 60° (красный) и 65° с.ш. (черный).

Для определения сезонов формирования долговременные тренды, были построены ряды годовых сумм ТРВ отдельно для зимы и для лета. На рис. 24 представлены графики для июля-августа и января-февраля (рис. 24б). В июле-августе (рис. 24а) изменчивость ТРВ сравнительно невелика, находится в пределах 4100-4300 мм, что составляет около 5% полной величины ТРВ. Также, не наблюдается какой-либо заметной тенденции долговременного изменения. Резкое уменьшение ТРВ в 1992 г. на широтах 60° и 65° очевидно обусловлено понижением температуры после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. В высоких широтах похолодание наблюдается с годовой задержкой. На широте 55° сравнительно небольшой отрицательный выброс наблюдается непосредственно в 1991 г, тогда как в следующем году влагосодержание даже несколько повышается.

В январе-феврале (рис. 24б) суммарные величины ТРВ составляют 2200-3400 мм. В зимние месяцы наблюдается долговременное изменение: постепенное увеличение влагосодержания с 1988 г. до начала 2000-х во всей области широт и затем некоторое его уменьшение, которое происходит несколько быстрее на низких широтах. В результате контраст количества пара между 55° и 65° с.ш. также имеет тенденцию к уменьшению, а распределение влаги становится более равномерным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По итогам проведенной работы была достигнута цель исследования фактора водяного в тепло- влагообороте атмосферы Земли и вариаций распределения ИВС на основании данных спутниковых микроволновых наблюдений и решены следующие поставленные изначально задачи:

- изучено поведение водяного пара как самостоятельного климатического фактора;
- исследованы особенности атмосферного тепло- влагопереноса;
- изучены теоретические основы, методические и технологические подходы наблюдений Земли из космоса;
- разработаны алгоритмы обработки данных ИВС атмосферы по наблюдениям микроволновых радиометров спутников серии DMSP;
- проанализирована краткосрочная изменчивость и долговременные изменения водяного пара в атмосфере над океанскими регионами, прилегающими к Арктической зоне.

В процессе исследования была использована информация и данные целевых порталов спутникового зондирования таких организаций как Росгидромет, Роскосмос, НАСА (США), Европейское космическое агентство и других. Экспериментальные данные, по которым проводились расчеты изменчивости и трендов влагосодержания атмосферы над океанами северного полушария, получены с портала Remote Sensing System (Системы дистанционного зондирования, <http://www.remss.com/>). При работах, описанных в третьей главе, обработка больших объемов данных об интегральном влагосодержании атмосферы и их визуализация проводилась с помощью пакетов MSExcell, Origin, MathLab.

Практическую ценность работы составило создание базы данных численных значений интегрального влагосодержания атмосферы за климатически значимый период измерений с 1988 г. по настоящее время, В дальнейших исследования, связанных с изучением климатических изменений, могут найти практическое применение разработанные и апробированные методики и алгоритмы для анализа данных, выявления изменчивости и трендов.

По итогам проведенного исследования характеристик ИВС в северном полушарии были выделены следующие тенденции и выявлены следующие тренды:

- наблюдается близкое к равномерному уменьшение влагосодержания от низких широт к полюсам, при этом экваториальный максимум смещен в северное полушарие. В летний сезон влагозапас в средних широтах северного полушария больше, чем южного, а суммарное планетарное ИВС в течение года меняется примерно на 15%, в июле оно больше, чем в январе.

- временной ряд среднемесячных и среднегодовых аномалий широтного диапазона $\pm 70^\circ$ имеют восходящий тренд. Скорость увеличения влагозапаса атмосферы составляет 0.45 мм/10 лет. Линейный тренд описывает более половины изменчивости временного ряда.

- средние изменения ИВС в сезонном ходе северной Атлантики составляют от 10 мм зимой до 20 мм летом, а при смещении к полюсу от 40° до 70° с.ш. количество пара уменьшается примерно на 30%.

- изменения содержания влаги в сезонном ходе северной части Тихого океана происходят более равномерно, значения колеблются в пределах 15-17 мм. Существует тенденция увеличения ИВС, усиливающаяся после 2010 г., выражающаяся в увеличении значений в более низких широтах, которые вносят основной вклад для средних.

- характер трендов в северной Атлантике и северной части Тихого океана различен. В Атлантике быстрое увеличение ИВС до начала 2000-х сменяется некоторым уменьшением, тренд нелинейный, описывающий большую часть изменчивости. В Тихом океане влагозапас увеличивается равномерно, изменившись за последние 30 лет примерно на 1,5 мм.

- помимо систематической сезонной вариации ИВС наблюдается и заметная межгодовая изменчивость, проявляющаяся в более или в менее глубоком распространении к северу воздуха низких широт, насыщенного водяным паром.

- в Арктике глобальное потепление, вероятно, усиливается под влиянием увеличения меридионального переноса тепла и влаги из низких широт и роста концентрации водяного пара в атмосфере; однако, положительный влагозапаса атмосферы над северной Атлантикой имеет тенденцию к замедлению.

- за анализируемый период количество зимних сезонов с проявлениями слабого меридионального тепловлагопереноса, для северной Атлантики составило восемь, а для северной части Тихого океана – пять.

- в периоды спада/минимума солнечного цикла наблюдается тенденция ослабления меридионального переноса, причем такой эффект наиболее заметен в северной Атлантике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

Монографии:

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометиздат, Л., 1956, 68с.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометиздат, Л., 1963, 317 с.
3. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли: ключевые аспекты. М.: Наука, 1988. 216 с.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Гидрометиздат. Ленинград. 1984, 753 с.
5. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы / Пер. с англ. Р. Ю. Лукьяновой; Под ред. Г. В. Алексеева. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2011. 452 с. – ISBN978-5-92121-1348-9.
6. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы : в 2 т. / Евгений Шарков.— Т. 1.— М. : ИКИ РАН, 2014.— 544 с. : ил. ; +2 л. цв. вкл.
7. Хабутдинов Ю.Г., Шанталинский К.М., Николаев А.А. Учение об атмосфере Учебное пособие, Казань: Казанский государственный университет, 257с.
8. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы: в 2 т. / Т. 1.— М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
9. Ferreira H. A. e Peixoto J. P. Nota sobre o transporte horizontal de vapor de agua na atmosfera. Academia das ciencias de Lisboa, Separata das „Memorias“, Classe de Ciencias-Tomo VII, 1958, p. 154.

Статьи в сборниках:

10. Алексеев Г.В., Подгорный И.А. Роль адвекции и других факторов в формировании полярного климата // Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Б.А. Крутских. СПб.: Гидрометиздат, 1991. С. 4–18.
11. Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. Адвективно-радиационные колебания климата // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 824–827.1
12. Nakamura N., Oort A.H. Atmospheric heat budgets of the polar regions // Journ. Geophys. Res.. Vol. 93(D8), 1988, p. 9510–9524.
13. O’Gorman, P. A. and Muller, C. J. How closely do changes insurface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate-change simulations? Environ. Res. Lett., 5:025207, 2010, Vol. 5, No. 2.

Статьи в журналах:

14. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Радионов В.Ф., Харланенкова Н.Е. Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 32-42
15. Ермаков Д.М. Глобальная циркуляция скрытого тепла в атмосфере Земли по данным спутникового радиотепловидения // Исследование Земли из космоса. 2018. №3. С. 3 – 28.
16. Novmöller, E. The Trough-and-Ridge diagram // Tellus, 1. 1949. p. 62–66.
17. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. The large-scale energy budget of the Arctic // Journ. Geophys. Res. 2007. № 112. D11122.
18. Starr V.P., Peixoto J. P. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts. Tellus. Vol. 10, No. 2, 1958.
19. Trenberth, K.E., J. Fasullo. An apparent hiatus in global warming? // Earth's Future, 2013, 1, 19–32.

Фондовые материалы:

20. Брегина А. Ю. Оценка скоростей переноса воздушных масс над Европейской территорией СССР по данным карт барической топографии. Труды ГГО, вып. 45 (107) (1954), С. 9.
21. Щербакова Е. Я., Брегина А. Ю. Изменение тепло- и влагосодержания воздушных масс в процессе трансформации в умеренных широтах Евразии. Труды ГГО, вып. 62, 1956, С. 11.

Ресурсы сети Интернет:

22. <https://rus-big-polyheh-dict.slovaronline.com/> - Большой энциклопедический политехнический словарь, 2004
23. <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/> GISTEMP Team, 2021: GISS Surface Temperature Analysis (GISTEMP), version 4. NASA Goddard Institute for Space Studies. Dataset accessed 2021-05-17
24. <https://dic.academic.ru/dic.nsf/ruwiki/360043>
25. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> - данные реанализа NCEP обеспечены NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA
26. <http://www.nsidc.colorado.edu> Данные о площади, занятой морским льдом на Северном полушарии, обеспечены NSIDC

27. <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro/> Данные о температуре воды на разрезе по Кольскому меридиану обеспечены ПИНРО
28. www.remss.com/missions/ssmi - Wentz, F.J., K.A. Hilburn, D.K. Smith, 2012: Remote Sensing Systems DMSP [SSM/I or SSMIS] [Daily, 3-Day, Weekly, Monthly] Environmental Suite on 0.25 deg grid, Version 7, [indicate subset if used]. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. Available online at. [Accessed 19 05 2021].
29. <https://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. СКРИПТ MS EXCEL

Данный скрипт использовался для систематизации и обработки выгруженных с портала RSS данных посредством построчной выгрузки данных из массива. Скрипт был использован через инструмент «Макросы», входящий в пакет MS Excel.

```
Sub ImportText1()

Dim aRrMain As Variant '(71100, 360)

Dim Ar1, Ar2, Ar3, Ar4, Ar5 '(360, 16000)

Dim i, j

aRrMain = Range(Cells(2, 1), Cells(71101, 360))

ReDim Ar1(360, 16000)

For i = 1 To 16000

    For j = 1 To 360

        Ar1(j, i) = aRrMain(i, j)

    Next j

Next i

Workbooks.Add

ActiveSheet.Name = "16"

Range(Cells(1, 1), Cells(360, 16000)) = Ar1

'Exit Sub
```

```
ReDim Ar1(360, 16000)
```

```
For i = 16001 To 32000
```

```
    For j = 1 To 360
```

```
        Ar1(j, i - 16000) = aRrMain(i, j)
```

```
    Next j
```

```
Next i
```

```
Workbooks.Add
```

```
ActiveSheet.Name = "32"
```

```
Range(Cells(1, 1), Cells(360, 16000)) = Ar1
```

```
ReDim Ar1(360, 16000)
```

```
For i = 32001 To 48000
```

```
    For j = 1 To 360
```

```
        Ar1(j, i - 32000) = aRrMain(i, j)
```

```
    Next j
```

```
Next i
```

```
Workbooks.Add
```

```
ActiveSheet.Name = "48"
```

```
Range(Cells(1, 1), Cells(360, 16000)) = Ar1
```

```
ReDim Ar1(360, 16000)
```

```
For i = 48001 To 64000
```

```
    For j = 1 To 360
```

```
        Ar1(j, i - 48000) = aRrMain(i, j)
```

```
Next j

Next i

Workbooks.Add

ActiveSheet.Name = "64"

Range(Cells(1, 1), Cells(360, 16000)) = Ar1

ReDim Ar1(360, 16000)

For i = 64001 To 71100

    For j = 1 To 360

        Ar1(j, i - 64000) = aRrMain(i, j)

    Next j

Next i

Workbooks.Add

ActiveSheet.Name = "71"

Range(Cells(1, 1), Cells(360, 16000)) = Ar1

End Sub
```

2. СКРИПТ ДЛЯ MATLAB

Этот скрипт использовался для чтения файла в формате netCDF и перевода данных в ASCII.

f19 – имя входного файла,

M2TMNXSLV_5_12_4_TQV – имя выходного файла

```
ncfile = 'f19.nc' ; % nc file name
```

```
% To get information about the nc file
```

```
ncinfo(ncfile)
```

```
% to display nc file
```

```
ncdisp(ncfile)
```

```
% to read a variable 'var' existing in nc file
```

```
vardata = ncread(ncfile, 'M2TMNXSLV_5_12_4_TQV') ;
```

```
whos vardata
```