

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи

Аль Тамими Мутанна Абдулкарим

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА
ГЛОБАЛЬНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ АТМОСФЕРЫ И
ИНТЕНСИВНОСТЬ ОСАДКОВ**

Специальность: 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
кандидат физико-математических наук, доцент
Чукин Владимир Владимирович

Санкт-Петербург

2016

ВВЕДЕНИЕ	3
1 Солнечная активность и ее влияние на атмосферу Земли	10
1.1 Виды солнечной активности и количественные параметры ее оценки.....	10
1.2 Механизмы влияния солнечной активности на атмосферу Земли	27
1.3 Испарение с подстилающей поверхности как элемент гидрологического цикла.....	42
1.4 Условия формирования и параметры тропосферных облаков	54
2 Используемые данные о параметрах солнечной активности и гидрологического цикла	59
2.1 Данные параметров солнечной активности	59
2.2 Данные о влагосодержании атмосферы и параметрах облаков проекта ISCCP	65
2.3 Данные о скорости испарения и количестве осадков проекта HOAPS	75
2.4 Данные о количестве осадков проекта GPCP	79
2.5 Результаты численного моделирования параметров гидрологического цикла с помощью модели климата Planet Simulator	83
2.6 Формат хранения данных netCDF	90
3 Исследование связей вариаций солнечной активности гидрологического цикла	94
3.1 Статистическая модель влияния солнечной активности на параметры гидрологического цикла.....	94
3.1.1 Вариации глобального влагосодержания атмосферы	94

3.1.2	Баланс между скоростью испарения и количеством осадков по результатам численного моделирования климата	107
3.1.3	Интенсивность гидрологического цикла.....	110
3.2	Численное моделирование параметров гидрологического цикла.....	111
3.2.1	Верификация статистической модели	111
3.2.2	Прогноз глобального испарения и осадков на период 2015-2019 гг. ...	113
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		118
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ		120
ПРИЛОЖЕНИЕ А		134

ВВЕДЕНИЕ

Связь солнечной активности с климатом Земли привлекает учёных на протяжении почти четырёх столетий. Несмотря на большой объем публикаций по теме солнечно-земных связей, вопрос влияния активности Солнца на климат Земли остается нерешенным [1].

В ноябре-декабре 2015 года в Париже на Международной конференции ООН по климату было создано новое соглашение, призванное заменить Киотский протокол, по которому все подписавшие стороны обязуются сократить выбросы углекислоты в атмосферу. Однако вопрос причин потепления в XX веке остался дискуссионным: вызвано ли оно парниковым эффектом, обусловленным индустриальной активностью, или природными факторами - ростом солнечной активности и спадом интенсивности галактических космических лучей (ГКЛ). Решающее значение для политических инициатив имеет сравнение масштабов воздействия техногенных процессов на состояние атмосферы и естественной изменчивости климата, вызванной внешними источниками, в том числе изменяющейся солнечной активностью. Например, по оценкам [2], воздействие космических факторов, способствующее увеличению альбедо атмосферы, либо снижению ее прозрачности всего на 1 %, способно компенсировать потепление климата, к которому могло бы привести удвоение содержания в атмосфере диоксида углерода.

Одной из основных проблем гелиоклиматологии отмечается слабость энергетики земных проявлений активности Солнца (магнитных бурь, потоков частиц и т.п.) для воздействия на глобальную погоду и климат. Удовлетворяющей физической теории предполагаемого воздействия до сих пор не предложено. Дискуссионным остается вопрос модулирующего воздействия вариаций электромагнитного излучения и заряженных частиц на

газовый состав, на содержание аэрозолей и электрические параметры нижней атмосферы. Данная диссертационная работа представляет собой дальнейшую разработку указанного направления.

Несмотря на возросший в последние годы интерес к теме солнечно-земных связей, можно отметить скудость публикаций на тему влияния солнечной активности на элементы гидрологического цикла. Среди зарубежных и отечественных исследований нужно назвать следующие: оценка влияния гелиофакторов на количество облаков нижнего яруса [3], оптическую плотность облачности [4], количество осадков [5], повторяемость сильных засух [6], изменения потоков тепла с поверхностями океанов [7], изменения водности рек Центрального Федерального округа России [8], уровень Каспийского моря и сток реки Волга [9].

Работ, посвященных вариациям глобального испарения вследствие воздействия солнечной активности, нами не обнаружено.

Важность подобных исследований определяется их значительной актуальностью, связанной с практической ценностью долгосрочных прогнозов земного климата, научной ценностью выяснения физического механизма воздействия гелиоактивности на гидрологический цикл, с необходимостью изучения факторов и элементов глобального водообмена, перераспределяющего воды гидросферы между отдельными оболочками Земли, разработки эффективных моделей и подходов при решении широкого класса задач в области атмосферного электричества, микрофизики облаков, физики атмосферы и математического моделирования глобальных изменений климата.

Настоящая диссертационная работа посвящена обоснованию и разработке метода моделирования вариаций параметров глобального гидрологического цикла на основе использования гелиогеофизических связей. Выполняется моделирование глобального испарения и осадков по данным о солнечной активности, дается их прогноз. Предложена гипотеза,

объясняющая механизмы солнечно-земных климатических связей, и намечены перспективы развития исследований по данной тематике.

Цель и задачи исследования

Целью диссертационной работы является разработка статистической модели влияния солнечной активности на глобальные параметры гидрологического цикла.

Для достижения цели были поставлены и решены следующие задачи:

- выявление баз данных с многолетними рядами параметров солнечной активности и гидрологического цикла; оценка качества и надёжности имеющихся спутниковых измерений и выяснение точности заключённой в них информации;
- количественный и качественный анализ связи и её характера между солнечной активностью и гидрологическим циклом;
- поиск физического механизма, способного передавать солнечное воздействие на элементы гидрологического цикла;
- разработка методов моделирования и построение диагностической статистической математической модели;
- расчет баланса между скоростью испарения и количеством осадков по результатам численного моделирования климата;
- верификация построенной статистической модели;
- прогноз глобального испарения и осадков на ближайшие десятилетия.

Объект исследования

Объектом исследования является электрический механизм связи солнечной активности с гидрологическим циклом.

Предмет исследования

Предметом исследования являются глобальные параметры гидрологического цикла, полученные как по спутниковым данным, так и в численных экспериментах при различных значениях потенциала солнечной модуляции потока ГКЛ.

Методы исследования и материалы

Основным методом, используемым в диссертационной работе, является численное моделирование на основе методов математической и статистической физики.

Основой работы явились глобальные архивы гидрометеорологических данных, находящихся в свободном доступе в сети Интернет: данные о влагосодержании атмосферы и параметрах облаков проекта ISCCP, данные о скорости испарения и количестве осадков проекта HOAPS, данные о количестве осадков проекта GPCP.

Научная новизна

К результатам исследования, обладающим научной новизной, относятся:

- построенная статистическая модель солнечно-земных связей, обеспечивающая минимальную ошибку восстановления элементов гидрологического цикла на основе спутниковых данных с достаточной для практических целей точностью;
- количественный подход к измерению интенсивности гидрологического цикла и вариаций глобального влагосодержания атмосферы по значениям потенциала солнечной модуляции потока ГКЛ;
- прогноз глобального испарения воды и количества осадков на основе долгосрочного прогноза солнечной активности.

Научные положения, выносимые на защиту

На защиту выносятся:

1. Результаты исследований влияния солнечной активности, характеризваемой потенциалом солнечной модуляции потока ГКЛ, на влагосодержание атмосферы и количество осадков;
2. Гипотеза, объясняющая электрический механизм солнечно-земных климатических связей;
3. Результаты прогнозирования глобального испарения воды и количества осадков на основе долгосрочного прогноза солнечной активности.

Обоснованность и достоверность полученных результатов

Обоснованность и достоверность полученных результатов обеспечивается использованием стандартных, опробованных, и протестированных методов и процедур, большим объемом проведенных численных экспериментов по исследованию влияния солнечной активности на параметры гидрологического цикла, и подтверждается согласием с экспериментальными данными.

Теоретическая значимость работы

Построенная статистическая модель влияния солнечной активности на глобальные параметры гидрологического цикла обеспечивает оценку солнечно-земных связей на качественном и количественном уровнях. Найденная статистическая связь между потенциалом солнечной модуляции потока ГКЛ и влагосодержанием атмосферы полностью объясняет обнаруженную ранее положительную корреляцию между потоком ГКЛ и количеством облаков нижнего яруса [3], и отрицательную для облаков среднего и верхнего ярусов [10].

Практическая ценность работы

Практическая ценность работы заключается в том, что разработанные подходы и модели могут применяться для решения широкого класса задач в области атмосферного электричества, мониторинга солнечной активности, аэрозольной микрофизики, а также математическом моделировании глобальных изменений климата.

Разработанная модель может быть полезна для диагностики и прогноза глобальных параметров гидрологического цикла, с целью планирования деятельности в области сельского хозяйства, водных ресурсов, строительства и многих других.

Результаты модели, представляющие собой средние по земному шару значения, могут быть использованы в качестве входных параметров моделей оценки изменений гидрологического режима регионального масштаба.

Отдельные результаты диссертационной работы используются в учебном процессе.

Личный вклад автора

Постановка задач и выбор метода исследования осуществлены совместно с научным руководителем. Автором самостоятельно выполнено извлечение данных из баз спутниковых измерений, освоен формат хранения данных netCDF, проведены численные эксперименты по исследованию влияния солнечной активности на параметры гидрологического цикла, выполнен анализ и обобщение результатов расчетов, построены графические зависимости. Основные выводы работы сформулированы самостоятельно.

Апробация результатов работы

Основные положения и отдельные результаты исследования обсуждались на ежегодных конференциях Европейского метеорологического общества (Прага, 2014; София, 2015), Всероссийской

конференции по физике Солнца «Солнечная и солнечно-земная физика – 2014» (Пулково, 2014), итоговой сессии Ученого совета РГГМУ (Санкт – Петербург, 2015), Международной конференции «Проблемы гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности в условиях изменяющегося климата» (Минск, 2015).

Публикации автора по теме диссертации

По теме диссертации опубликовано 3 печатных работ, из них 3 статьи в рецензируемых журналах по перечню ВАК.

Структура и объем работы

Материал диссертация состоит из введения, трех глав, заключения, списка литературы и приложений. Объем диссертации составляет 135 страниц, включает 55 рисунков и 7 таблиц, 1 приложение. Список использованных источников содержит 143 наименование.

Благодарности

Автор выражает большую благодарность своему научному руководителю, Владимиру Владимировичу Чукину за неоценимую помощь в работе и активную всестороннюю поддержку, профессору Анатолию Дмитриевичу Кузнецову, заведующему кафедрой экспериментальной физики атмосферы РГГМУ, а также всему преподавательскому составу кафедры за ценные советы и внимание к работе. Также автор искренне благодарит преподавателя русского языка Наталью Михайловну Кокорину за помощь и ценные советы.

1 Солнечная активность и ее влияние на атмосферу Земли

1.1 Виды солнечной активности и количественные параметры ее оценки

Солнечная активность - весь комплекс нестационарных процессов и явлений в атмосфере Солнца, связанных с изменениями солнечных магнитных полей. Солнечная активность наблюдается в тонком поверхностном слое - фотосфере в виде солнечных пятен и факелов, в хромосфере в форме флоккулов и вспышек, в разреженной плазменной короне - протуберанцев и выбросов корональной массы.

Полная мощность излучения Солнца составляет порядка $4 \cdot 10^{26}$ Вт. Выделяемая в процессе ядерных реакций в центральной части Солнца, энергия поступает к его поверхности в виде излучения, а во внешних слоях (более 0.7 радиуса) — конвективными течениями. Возникающее вследствие солнечной активности излучение занимает весь электромагнитный спектр, от рентгеновского диапазона до радиоволн. На сантиметровых и миллиметровых волнах яркостная температура излучения Солнца равна температуре фотосферы, на дециметровых — хромосферы, на метровых — короны [11].

Причиной вариаций активности Солнца, составляющих доли процента общего потока энергии, считается его дифференциальное вращение (динамо-эффект), которое модифицирует потоки плазмы в конвективной зоне, «вытягивая» и усиливая погружённые силовые линии магнитного поля Солнца до 2000-4000 Гс. Также по мнению авторов [12], за процесс солнечной активизации ответственно перераспределение углового момента

между Солнцем и планетами-гигантами, особенно Юпитером, имеющим наибольшие массу и магнитное поле.

Периодичность смены полярности глобального магнитного поля Солнца составляет около 22 лет. Цикл солнечной активности составляет в среднем половину этого периода — около 11 лет. В минимуме активности солнечное поле близко к дипольному, в максимуме его конфигурация усложняется, появляются мультипольные гармоники, как представлено на рисунке 1.1. Далее структура поля возвращается к дипольной с противоположной полярностью. На пике активности распределение магнитных полей неоднородно: формируются жгуты силовых линий поля амплитудой до тысяч гаусс, которые, поднимаясь к фотосфере, образуют на ней солнечные пятна — более темные (холодные) области, конвекция под которыми заторможена сильным магнитным полем. Это поле большую часть жизни пятна остаётся постоянным, в то время как площадь пятна после достижения максимума убывает. Следовательно, магнитное поле существует постоянно, «выходя» на поверхность с появлением пятна, а затем снова опускаясь вглубь. Над фотосферой, в короне — эти локальные магнитные поля замыкаются, формируя дуги силовых линий, видимые, в частности, по свечению плазмы в рентгеновском диапазоне [14].

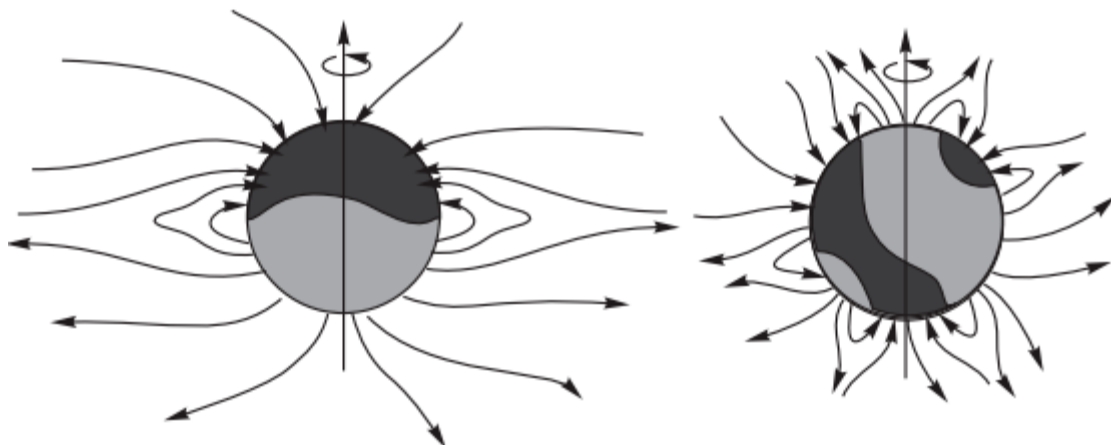


Рисунок 1.1 - Схема структуры крупномасштабного поля Солнца.

Квазидипольная конфигурация в минимуме активности (слева) и мультисегментная в максимуме (справа) [14]

В период минимума некоторое время пятен на Солнце нет. Появление пятен происходит далеко от экватора на широтах $\pm 40^\circ$. Увеличение числа солнечных пятен сопровождается их миграцией в направлении солнечного экватора, который наклонен к эклиптике под углом в 7° . В конце цикла появление пятен наблюдается вблизи широты $\pm 5^\circ$, а на высоких широтах могут появляться пятна нового цикла.

Изолированный кластер солнечных пятен называют группой пятен. Существующая классификация групп пятен по характеру магнитного поля, установленная Хейлом в 1908 г. [13], включает три класса: униполярные, биполярные и мультиполярные.

К униполярной группе относят одиночное пятно или группу пятен, обладающих магнитными полями одинаковой полярности.

Основной и наиболее типичной является биполярная группа, состоящая из бинарных пятен с противоположной полярностью. Линия, соединяющая пятна, - ось группы – отклонена от солнечной параллели на небольшой угол, который уменьшается с увеличением возраста биполярной группы и с уменьшением широты.

Мультиполярные группы пятен состоят из расположенных хаотично пятен различной полярности. Такие группы не являются единым целым и возникают в процессе переналожения нескольких биполярных групп.

Также Хейлом открыт закон смены магнитной полярности биполярных групп, которому следуют 98% всех биполярных групп. Одинаковая ориентировка биполярных групп в долготном направлении, сохраняющаяся в течении 11-летнего цикла солнечной активности, при смене цикла меняется на обратную [13].

При наибольшей концентрации пятен в центре активности их взаимное движение изменяет поток магнитной индукции, возбуждая электрическое поле, ускоряющее частицы солнечной плазмы. Таким образом, примерно в

20-40% групп пятен в определенной фазе их развития происходят так называемые эруптивные события: солнечные вспышки, солнечные протонные события и корональные выбросы массы. В настоящее время не до конца ясна связь между этими проявлениями, так, например, часть корональных выбросов массы происходит и вне активных областей. Однако, наиболее мощные эруптивные события сопровождаются всеми перечисленными событиями [14].

Событие считается протонным, если интегральный поток протонов с энергией выше 10 МэВ по данным ИСЗ GOES превышает 10 частиц на ($\text{см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{ср}$). Суммарная энергия частиц, инжектируемых в межпланетное пространство в ходе протонного события, может быть более 10^{24} Дж, что сравнимо с электромагнитной энергией солнечных вспышек. Достигая Земли через 20-40 ч после вспышки, протоны вызывают сильные магнитные бури. Информация о солнечных протонных событиях за период 1976 - 2009 года, оказавших существенное воздействие на околоземное космическое пространство, собрана на сайте [15].

Корональные выбросы массы сопровождаются выбросом в солнечный ветер больших объемов солнечной плазмы и магнитного поля ($10^{11} - 10^{14}$ кг), видимыми в начале своего развития в рассеянном свете фотосферы Солнца. Проявления этих выбросов, регистрируемые в солнечном ветре, называют магнитными облаками. Магнитные облака распространяются на фоне солнечного ветра со скоростями до 2000 км/с и имеют упорядоченное магнитное поле в десятки нТл. Перед основным потоком образуется ударная волна, если скорость выброса превышает скорость основного потока на локальную скорость звука. В переходной области за ударной волной магнитное поле усилено сжатием. Именно такие образования вызывают самые мощные бури [14].

Полный поток солнечного излучения у Земли называется солнечной постоянной и составляет в среднем 1366 Вт/м^2 . В ходе

11-летнего цикла солнечной активности эта величина флуктуирует в пределах 0.1 %. Практически вся энергия заключена в непрерывном тепловом излучении фотосферы в диапазоне длин волн от 150 нм до 0.5 см, спектр в котором близок к спектру излучения абсолютно черного тела с температурой около 6000 К.

Нетепловое радио-, рентгеновское и гамма-излучение Солнца генерируется в основном в расположенной над фотосферой хромосфере ($T \sim 10^4$ К) и в солнечной короне ($T \sim 10^6$ К) электронами и протонами, ускоряемыми вплоть до релятивистских энергий в ходе процессов, связанных с динамикой магнитного поля [14].

С уменьшением длины волны интенсивность электромагнитного излучения быстро падает, но его вариабельность сильно увеличивается. Около 9 % излучения приходится на УФ излучение (100–400 нм), поглощаемое озоновым слоем атмосферы. Солнечно-циклические вариации жесткого УФ (10–100 нм) составляют уже десятки процентов [14]. По мере уменьшения длины волны растет вклад активных областей, связанных с солнечными пятнами, и на длинах волн менее 1 нм практически все излучение обусловлено ими. Более жесткое рентгеновское и гамма-излучение (< 0.2 нм) появляется в спектре Солнца только на время солнечных вспышек.

Таким образом, солнечное воздействие на Землю включает следующие факторы [14]:

- коротковолновое солнечное УФ и рентгеновское излучение;
- солнечные космические лучи (СКЛ);
- солнечный ветер и межпланетное магнитное поле.

Традиционно при оценке воздействия вместе с солнечными факторами рассматривается влияние межзвездной среды посредством галактических космических лучей (ГКЛ). Поток ГКЛ на несколько порядков меньше потоков СКЛ в сравнимой области энергий, однако, из-за своего постоянного

действия интегральный за год поток ГКЛ уже может быть сравним со спорадическим потоком СКЛ. Кроме того, для протонов с энергией выше 1000 МэВ величина потоков ГКЛ и СКЛ становится сравнимой.

Солнечный ветер и коротковолновое ионизирующее электромагнитное излучение в свою очередь формируют плазменные оболочки Земли — магнитосферу и ионосферу, которые создают потоки заряженных частиц, электрические токи и пр.

Сила воздействия факторов определяется циклом солнечной активности, вращением Солнца и Земли, эндогенной вариабельностью солнечной атмосферы, вызванной турбулентностью плазмы, межпланетной среды, магнитосферы и ионосферы [16].

Для количественного измерения закономерностей солнечной активности используются числовые характеристики, характеризующие солнечную активность. Вследствие сложности описываемых явлений, обусловленных взаимодействием многих конкурирующих процессов, события солнечной активности характеризуют в большинстве случаев не физическими параметрами, а индексами активности, которые эмпирически обобщают и упрощают информацию о процессе, но вместе с тем сохраняют разумный уровень достоверности.

1.1 Числа Вольфа

Поскольку наиболее заметным проявлением солнечной активности являются солнечные пятна, их характеристика служит наиболее распространенной количественной мерой солнечного цикла.

Метод швейцарского астронома Й.Р. Вольфа рассчитывает общее количество пятен и число групп пятен, видимых на поверхности Солнца как

$$R_w = K (10g + f),$$

где R_w – число Вольфа;

K – коэффициент, определяющий условия наблюдателя и вид инструмента;

g – количество групп пятен на Солнце;

f – число пятен во всех группах.

Этот индекс относительного числа пятен, впоследствии названный "числами Вольфа", начинает свой ряд с 1749 года, и меняется в диапазоне от нуля в минимуме активности до более сотни единиц - в максимуме, как показано на рисунке 1.2.

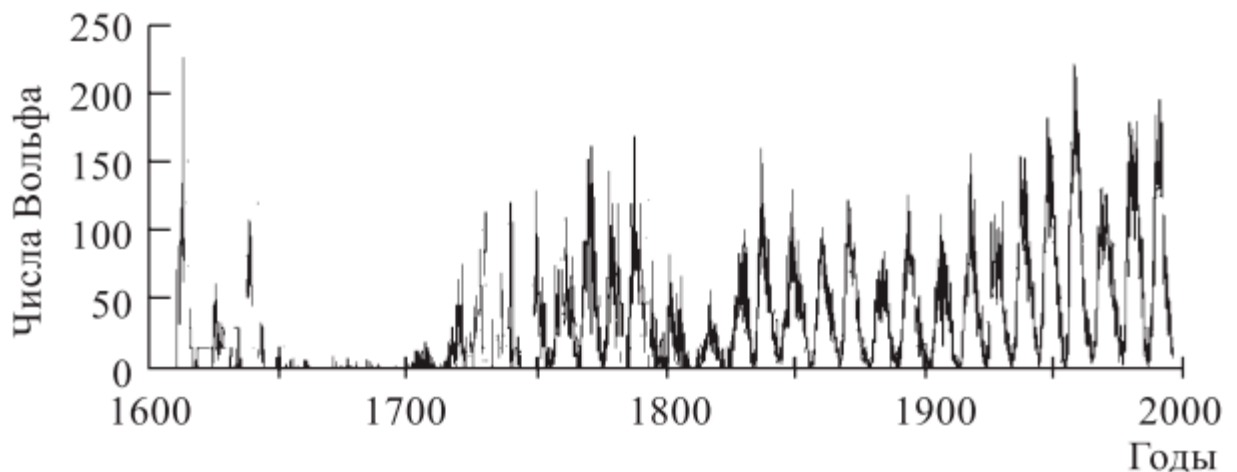


Рисунок 1.2 - Числа Вольфа за весь период наблюдений солнечных пятен

Кривая среднегодовых чисел Вольфа (см. рис. 1.2) демонстрирует периодические изменения числа солнечных пятен. Число Вольфа сильно коррелирует с площадью солнечных пятен [12].

1.2 Плотность потока радиоизлучения Солнца на различных длинах волн.

Наиболее надежные данные по радиоизлучению Солнца получены на волне 10.7 см (частота 2800 МГц), начиная с 1963 г. Индекс $F_{10.7}$ измеряется в солнечных единицах потока (с.е.п.), причем единица с.е.п. равна 10^{-22} Вт/(м²·Гц). $F_{10.7}$ меняется в пределах 50-300 с.е.п. Этот индекс имеет больший физический смысл, чем индекс R_w , поскольку интенсивность ионизирующего излучения Солнца пропорциональна изменению интенсивности радиоизлучения в этом диапазоне.

Индекс $F_{10.7}$ коррелирует с солнечным УФ излучением и хорошо согласуется с числами Вольфа вплоть до самых малых значений [14]:

$$F_{10.7} = 67 + 0.97 R_w + 17.6(e^{-0.035 R_w} - 1).$$

В работе [13] отмечается, что характер связи R_w с $F_{10.7}$ будет различным для $R_w > 30$ и $R_w < 30$, а Дэвид Хетавэй в 2010 г. [84] показал, что $F_{10.7}$ отстает от R_w примерно на месяц. Теснота связи между R_w и рентгеновским излучением в различных диапазонах длин волн также не одинаковая.

Динамика солнечной активности, выраженная количеством солнечных пятен и плотностью потока радиоизлучения на длине волны 10,7 см, представлена на рисунке 1.3. В работе [17] показано, что общее число солнечных пятен с 1990 года уменьшилось на 10–15 % при одном и том же уровне потока $F_{10.7}$.

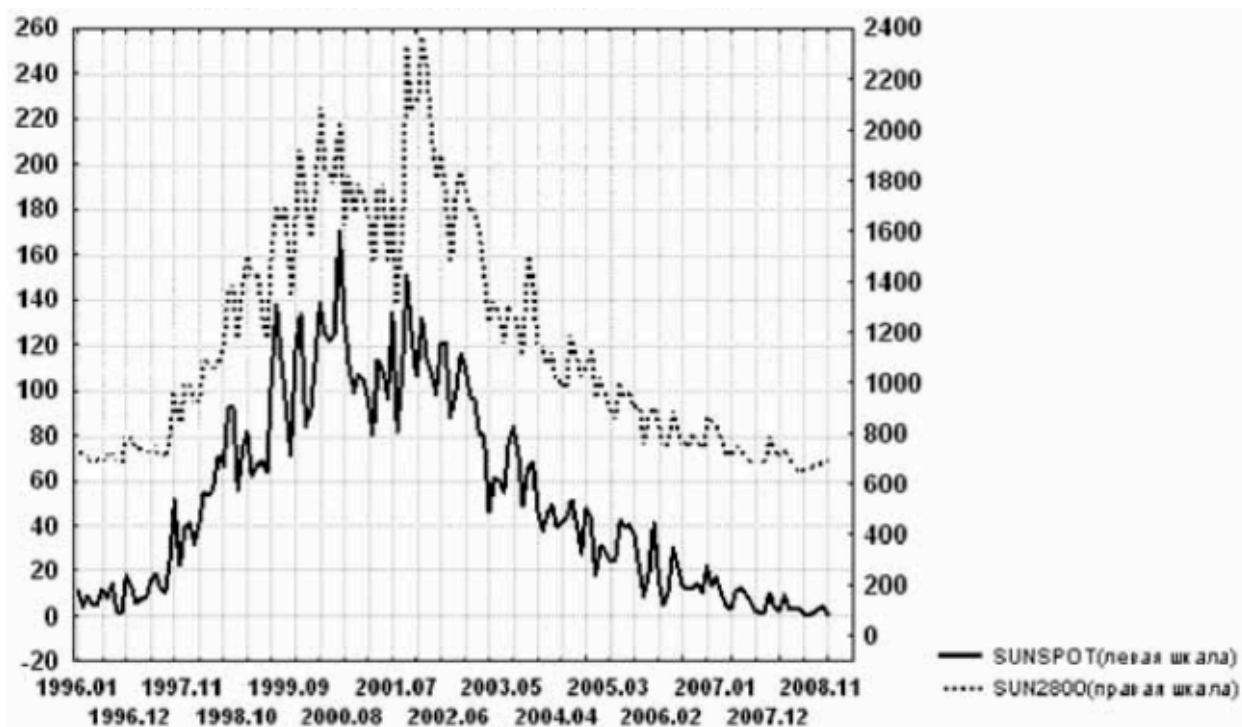


Рисунок 1.3 - Среднемесячная изменчивость солнечных пятен и плотности радиоизлучения на длине волны 10.7 см [12]

1.3 Рентгеновское излучение

С развитием космических исследований Солнца с помощью спутников появилась возможность прямых измерений потока рентгеновского излучения в отдельных диапазонах. В связи с резким увеличением на несколько порядков интенсивности рентгеновского излучения во время солнечных вспышек, величину потока рентгеновского излучения удобно использовать для характеристики вспышечной активности Солнца.

Фоновый поток мягкого рентгеновского излучения в диапазоне 1-8 Å (12.5-1 кэВ) регулярно измеряется с 1976 года. Соответствующий индекс обозначается прописной латинской буквой (A, B, C, M, X), которая характеризует порядок величины потока (10^{-8} Вт/м², 10^{-7} и т.д.), и числом в пределах от 1 до 9.9, дающим само значение потока. В итоге имеем следующую шкалу оценок:

$$A(1-9) = (1-9) \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2$$

$$B(1-9) = (1-9) \cdot 10^{-7} \text{ Вт/м}^2$$

$$C(1-9) = (1-9) \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^2$$

$$M(1-9) = (1-9) \cdot 10^{-5} \text{ Вт/м}^2$$

$$X(1-n) = (1-n) \cdot 10^{-4} \text{ Вт/м}^2$$

Таким образом, фон мягкого рентгеновского излучения меняется от А1 в минимуме солнечной активности до С5 в максимуме. Данная система обозначений применяется также при измерении рентгеновского балла солнечной вспышки. Максимальный балл X20 = $20 \cdot 10^{-4} \text{ Вт/м}^2$ зарегистрирован во вспышке 16 августа 1989 года [18].

1.4 Кальциевый индекс Ca II

Границы активной области, где формируются группы солнечных пятен со всеми сопутствующими явлениями, наиболее четко определяются по хромосферной линии ионизованного кальция. Площадь и мощность всех активных областей учитывает ежедневный кальциевый индекс, который рассчитывается по формуле:

$$CaII = \frac{1}{1000} \sum_j B_j \cdot A_j \cdot \cos \theta_j \cdot \cos \gamma_j,$$

где B_j – яркость флоккула (по 5-бальной шкале);

A_j – площадь флоккула в м.д.п.;

θ_j – угловое расстояние от центрального меридиана; $\theta_j = \frac{2\pi(t-t_i)}{27}$

γ_j – гелиоширота;

t — время, число дней;

t_i – время (число дней), когда i -й флоккул проходил через центральный меридиан;

Суммирование производится для всех флоккул, видимых в момент времени t .

1.5 Корональные индексы солнечной активности

Данные индексы определяется интенсивностью различных корональных линий, наиболее часто используют линии 530.3 и 637.4 нм.

Из менее используемых индексов отметим следующие.

1.6 Суммарная площадь солнечных пятен S_n

Суммарная площадь пятен определяется как сумма площадей всех групп пятен, видимых на солнечном Диске, исправленных за перспективное сокращение. Обычно эта площадь выражается в миллионных долях площади видимой солнечной полусферы (м.д.п.). Данный индекс в какой-то мере характеризует магнитный поток, сконцентрированный в пятнах, через солнечную поверхность. Коэффициент корреляции R_W и S_n превышает величину 0.8. В среднем W и S_n связаны соотношением [13]:

$$S_n = 16.7 R_W.$$

Индексы R_W и S_n отражают в основном приток ультрафиолетовой радиации Солнца.

1.7 Суммарная площадь солнечных факелов S_f

Величина суммарных площадей фотосферных факелов, выражаемая в миллионных долях видимой полусферы Солнца, зависит минимального контраста яркостей, который может быть выделен на используемых

фотогелиограммах. Вероятно поэтому имеются большие различия между гринвичской и пулковской системами суммарных площадей фотосферных факелов.

1.8 Волновой индекс солнечной активности S_g

Этот индекс является функцией площадей пятен, факелов и светлых колец и их яркости. Его вычисление производится по формуле:

$$S_B = av S_{\Phi} + cdS_n - S_n,$$

где a — переменное отношение яркости факелов и пятен, v — переменное отношение площадей факелов по пулковскому и гринвичскому каталогу; c — отношение площадей светлых колец и пятен (равно ~ 2.5); d — отношение яркости светлых колец и пятен (равно ~ 0.104); S_{Φ} , S_n — площади факелов и пятен по гринвичскому каталогу.

1.9 Количество солнечных вспышек

Индекс характеризует количество солнечных вспышек в месяц. Он введен в 1964 году, когда стала применяться система определения балльности солнечной вспышки в оптическом диапазоне.

1.10 Солнечная постоянная

К параметрам, количественно оценивающим солнечную активность, можно отнести солнечную постоянную. Изменения солнечной постоянной происходят в фазе с 11 - летними вариациями солнечной активности, что показали данные спутниковых измерений интенсивности солнечного

излучения в видимом диапазоне спектра, которые производятся с 1978 года. Связь между S_0 и количеством солнечных пятен выражает следующая формула, найденная по результатам измерений солнечной постоянной на спутнике Нимбус-7 за период с 1978 по 1991 гг. [19]:

$$S_0 = 1371.32 + (0.007 \pm 0.00069) \cdot R_w.$$

Согласно данной формуле, изменение числа пятен от 0 до 200 приводит к повышению S_0 на 1.46 Вт/м^2 , что составляет $\sim 0.1\%$.

Причиной вариаций светимости Солнца является суперпозиция эффектов темных солнечных пятен и ярких фотосферных факелов. Температура солнечного пятна составляет 5420 К, эффективная температура солнечного факела - 6200 К [20], температура окружающей фотосферы ~ 6050 К. При этом общий вклад ярких факелов в светимость Солнца вдвое превышает вклад темных солнечных пятен [21, 22], и, следовательно, величина S_0 в максимуме 11-летнего цикла солнечной активности также возрастает. В связи с тем что, вклад факелов в величину S_0 становится больше, когда они расположены ближе к лимбу [23], данные эффекты могут обуславливать также 27-дневные вариации солнечной постоянной S_0 , связанные с вращением Солнца вокруг своей оси.

1.11 Потенциал солнечной модуляции

В последнее время с появлением нейтронных мониторов, измеряющих энергетические спектры протонов и ядер гелия, приобретает популярность параметр, характеризующий уровень влияния солнечной активности на поток ГКЛ.

Потенциал солнечной модуляции (ПСМ) - глобальный параметр, изменяющийся в течение солнечного цикла от ~ 400 до примерно 1200 МВ.

Базилевская и др. [49] показали, что вариации потока ГКЛ находятся в противофазе с 11 - летним циклом солнечной активности, что представлено на рисунке 1.4.

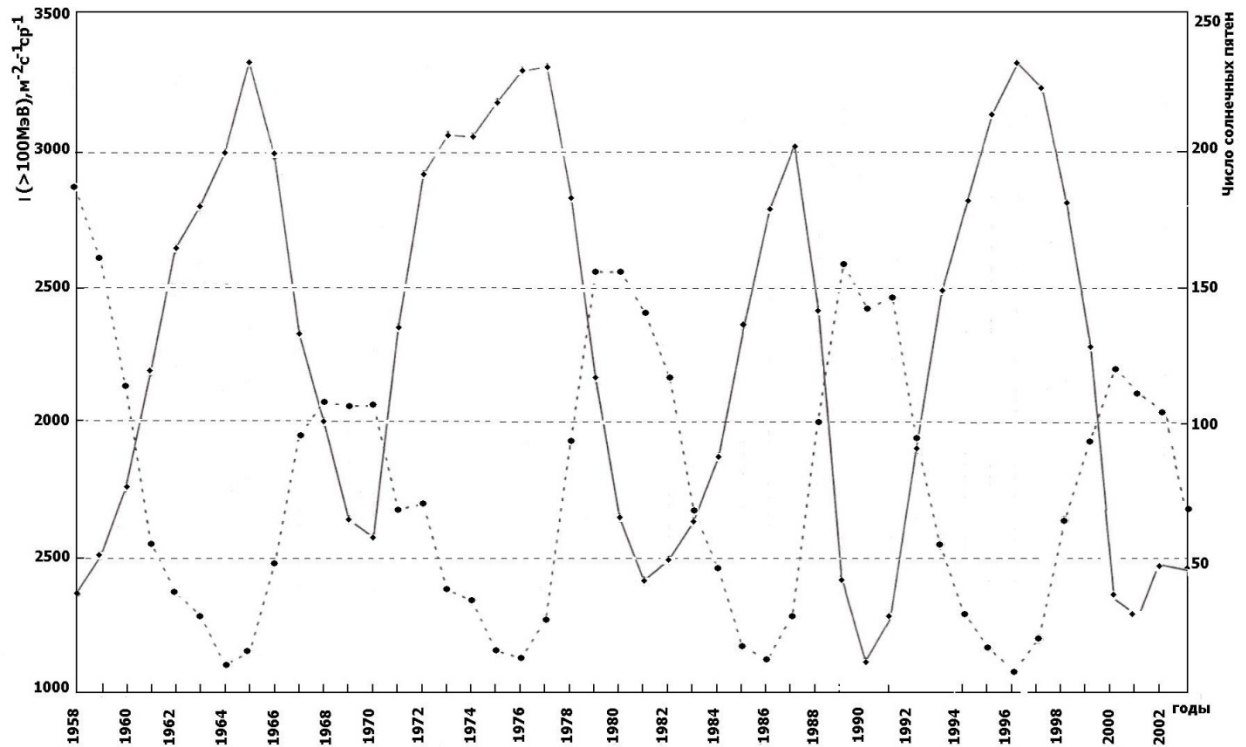


Рисунок 1.4 - Интенсивность КЛ с энергией > 100 МэВ на границе атмосферы в Мурманской области по данным стратосферных измерений: сплошной линией обозначена интенсивность КЛ, пунктиром – число солнечных пятен [49]

Таким образом, в минимуме солнечной активности межпланетная среда возмущена слабо, а потоки ГКЛ максимальны. Этот эффект солнечной модуляции отражает аналитическое выражение, связывающее измеренный поток и поток на границе гелиосферы [24]:

$$J(E_t, r) = J(E_t + \Phi(t), r \rightarrow \infty) \cdot \frac{E_t^2 - M^2}{(E_t + \Phi(t))^2 - M^2},$$

где E_t – полная энергия частицы, r – расстояние от Солнца, M – масса частицы, $J(E_t, r)$ – измеряемый поток космических лучей, $J(E_t + \Phi, r \rightarrow \infty)$ – межзвездный поток космических лучей, $\Phi = eZ \cdot \phi$, ϕ – потенциал модуляции.

Потенциал солнечной модуляции в общем виде является функцией коэффициента диффузии и скорости солнечного ветра.

Временной ход реконструированного ПСМ представлен на рисунке 1.5, а связь чисел Вольфа с ПСМ отражает рисунок 1.6.

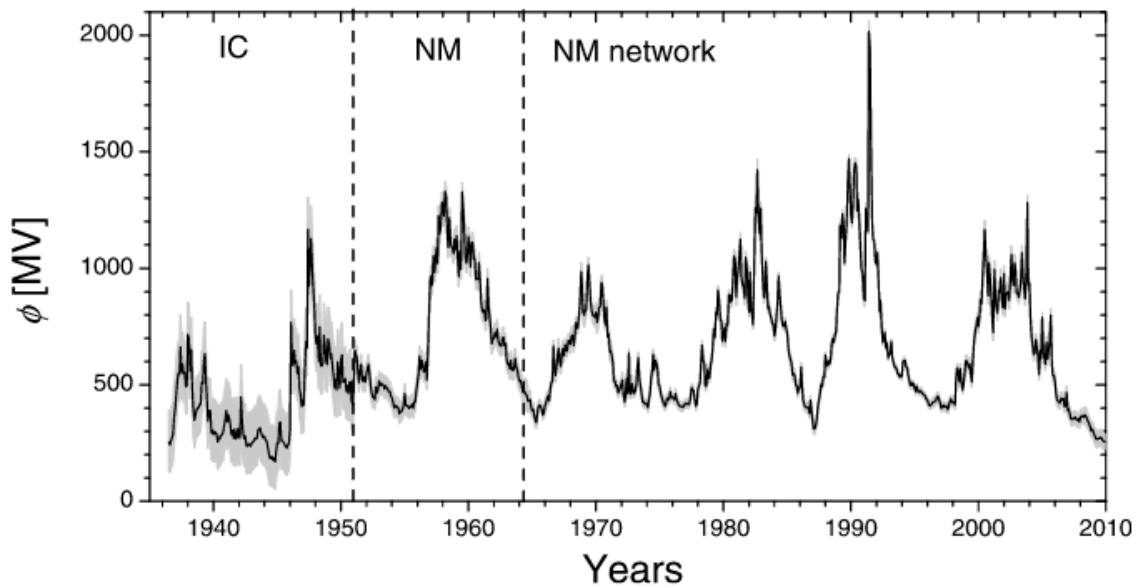


Рисунок 1.5 - Изменчивость ПСМ, реконструированная с 68%-ной доверительной вероятностью. Вертикальный пунктир обозначает периоды использования различных измерительных средств для реконструирования.

Период NM network соответствует использованию данных мировой сети нейтронных супер-мониторов NM64

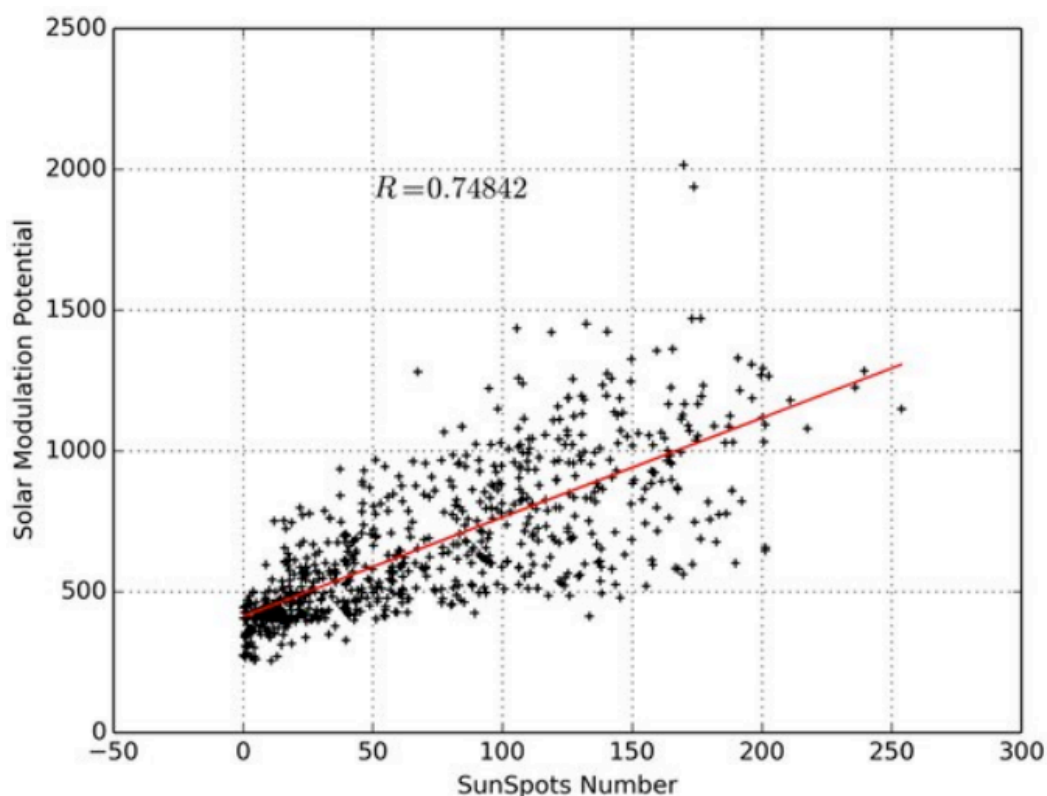


Рисунок 1.6 - Связь чисел Вольфа с потенциалом солнечной модуляции по данным за период с 1947 по 2010 [25]

Флуктуации солнечной активности имеют самую различную периодичность. Активные центры повторяются с периодом примерно 27 дней [26]. Число солнечных пятен, как уже отмечалось, изменяется со средним периодом 11.2 года. В последние 80 лет частота цикла несколько увеличилась, и средний период циклов уменьшился примерно до 10.5 лет. Самый короткий период за последние 250 лет равен 9 годам, самый длинный - 13.5 лет. Несмотря на различную длительность отдельных циклов, им присущи общие свойства. Так, с увеличением интенсивности цикла укорачивается ветвь роста и удлиняется ветвь спада, и обратная зависимость для циклов малой интенсивности - длина ветви роста превышает длину ветви спада.

11-летней периодичностью обладают и другие характеристики активных образований на Солнце - площадь пятен, частота и количество

вспышек, количество волокон и протуберанцев, а также форма короны. В эпоху минимума солнечная корона имеет вытянутую форму, которую придают ей длинные лучи, искривленные в направлении вдоль экватора. У полюсов наблюдаются характерные короткие лучи - "полярные щетки". Во время максимума форма короны округлая, благодаря большому количеству прямых радиальных лучей.

Смена полярности общего магнитного поля Солнца происходит с периодом около 22 лет. Кроме того, существуют 3-, 5-, 7-, 8-, 90-летние циклы [14].

Рисунок 1.7 показывает десятичный логарифм спектральной плотности солнечных пятен и содержит большое количество периодичностей повторения явлений: 13 лет, 12 месяцев, 7,43 месяца, 6, 4,3, 3,7 и 2,74 месяца.

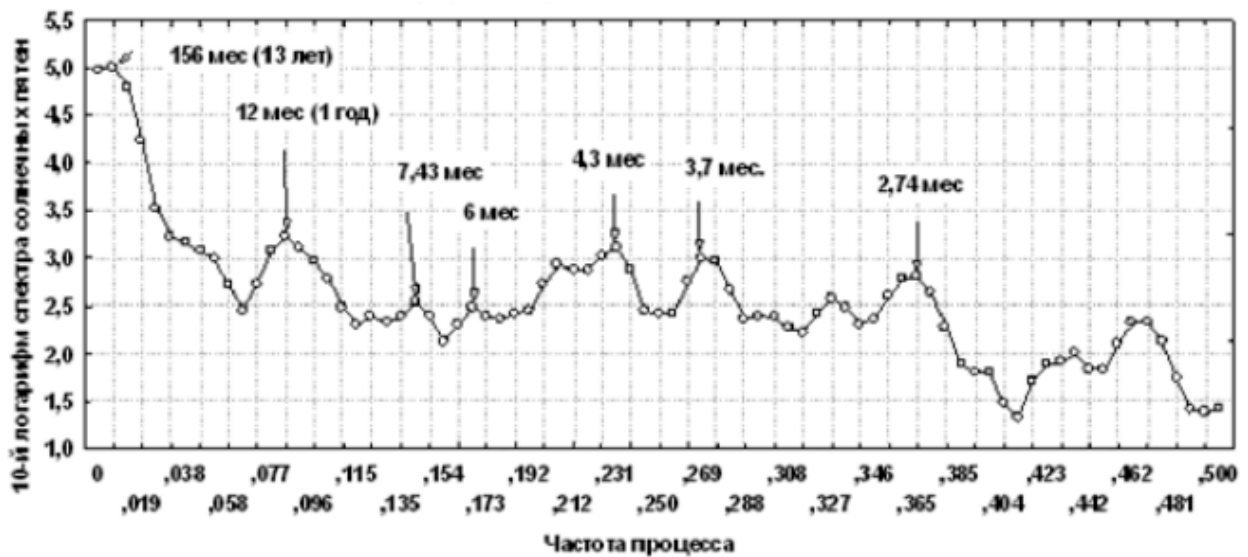


Рисунок 1.7 - Десятичный логарифм спектральной плотности динамики солнечных пятен [12]

2015 год завершает фазу максимума 24-го цикла активности Солнца, который в фазе максимального развития проявился двумя всплесками чисел Вольфа приблизительно до $R_w = 100$: в ноябре 2011 г. и в феврале 2014 г. Необычность этого цикла ранее предопределил затяжной период фазы минимума 23-го цикла, длившийся в течение 4-х лет [27]. Видна тенденция

падения амплитуд трех последних циклов (1976-2006): 21-й цикл – максимум R_w составил 164, 22-й цикл - $R_w = 158$, 23-й цикл - $R_w = 120$. Относительно низкий уровень величин индексов в максимумах 23 и 24 циклах объясняется, по-видимому, наложением на 11-летнюю цикличность минимума 50–70-летнего цикла в конце XX – начале XXI веков [17]. При этом наблюдатели [28] обнаружили заметное уменьшение средней напряженности магнитного поля в малых и средних пятнах на фазе спада 23 цикла и на фазе подъема 24 цикла, тогда как для крупных пятен ничего не изменилось. Наговицин [29] показал, что в период 1998–2011 гг. число крупных пятен сильно уменьшилось, тогда как число малых и средних пятен увеличилось. При этом уровень F10.7 остается стабильным, а солнечная постоянная в 23–24 циклах активности повышается.

По прогнозу, выполненному в [30], получено: начало 25-го цикла - 2021.9 год; продолжительность ветви роста 4.2 года; амплитуда в числах Вольфа 116.

1.2 Механизмы влияния солнечной активности на атмосферу Земли

Впервые на связь солнечной активности и «возмущений климата» указал М. А. Боголепов в 1902 г. [31]. Изменения температурного режима земной атмосферы, обусловленные вариациями солнечной активности, исследовались в работах К. К. Маркова [32], П. П. Предтеченского [33], А. В. Шнитникова [34], М. С. Эйгенсона [35], Д. Эдди [36], Е. П. Борисенкова [37], а также современными учеными В.А. Дергачовом, С. С. Васильевым, О.М. Распоповым, Х. Юнгером, П.Б. Дмитриевым, О.В. Козыревой [38, 39], К. Моханакумаром, Коваленко В. А., Жеребцовым Г. А. [40] и др. Д. Эдди [36] обнаружил, что существенные похолодания глобального

климата на протяжении последнего тысячелетия совпадают по времени с периодами экстремально низкого уровня солнечной активности. Е.П. Борисенков [37] подтвердил этот вывод, обнаружив связи изменений климата и солнечной активности за последние 7.5 тысяч лет, когда техногенного влияния на парниковый эффект практически не было. Однако, до сих пор не установлена существенная корреляция между изменениями солнечной активности и температурой поверхностных вод Мирового океана [41]. Поэтому вопрос о механизме, отвечающем за воздействие на атмосферную динамику и климат, остается открытым.

Многообразие проявлений солнечно-земных связей, по-видимому, обусловлено действием нескольких одновременно действующих механизмов влияния солнечной активности на состояние нижней атмосферы, имеющих различное пространственно-временное разрешение. Их совместное действие может иметь как синергетический, так и компенсирующий эффект.

Обзор предлагаемых к настоящему времени механизмов воздействия космических факторов на нижние слои атмосферы приведен в работах Кузнецова [13], Авдюшина и Данилова [42], Пудовкина [43] и многих других. Каждый механизм связан с некоторым физическим агентом-посредником передачи возмущений, создаваемых солнечной активностью, в нижнюю атмосферу, в качестве которых обычно рассматриваются: интенсивность солнечного излучения в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (солнечная постоянная S_0), интенсивность УФ излучения Солнца, солнечные и галактические космические лучи (СКЛ, ГКЛ) и межпланетное магнитное поле (ММП). Рассмотрим основные механизмы.

1.2.1 Механизмы, связанные с изменением солнечной постоянной

Солнечная постоянная S_0 характеризует общий поток волновой солнечной энергии, приходящей к Земле, которая обуславливает

непосредственный разогрев Земли и атмосферы и является основным источником энергии для атмосферной циркуляции. Согласно приведенной в первой главе настоящей работы формуле, связывающей солнечную постоянную S_0 с числами Вольфа, изменение числа пятен от 0 до 200 приводит к повышению S_0 на 1.46 Вт/м^2 , что составляет $\sim 0.1\%$, а это, в свою очередь, по оценкам, выполненным в работе [44], способствует росту глобальной температуры атмосферы на $\Delta T \sim 0.1 \text{ К}$. Таким образом, вариации светимости Солнца не дают ощутимой реакции за период 11-летнего солнечного цикла, однако могут давать заметные эффекты в масштабе векового цикла солнечной активности, т.е. могут быть существенными для земной климатической системы.

Более обоснованными следует считать механизмы косвенного влияния магнитосферных процессов на нижнюю атмосферу, обладающих триггерным эффектом, при котором слабый сигнал «на входе» формирует сильный отклик сложной нелинейной климатической системы. В качестве агентов переноса следует рассматривать такие, которые поглощаются в стратосфере. К ним относятся коротковолновая радиация Солнца и радиация, возникающая во время полярных сияний при высыпании энергичных электронов в высокие широты, а также СКЛ и ГКЛ.

1.2.2 Электрический механизм

Механизм, связанный с воздействием солнечной активности на параметры атмосферного электричества, предложен Германом и Голдбергом, а также Марксоном и Муиром [45, 46] .

Поскольку ионосфера и поверхность Земли, в отличие от нижней атмосферы, являются хорошими проводниками, их можно рассматривать как обкладки сферического конденсатора атмосфера — Земля, причем ионосфера является положительно заряженной областью однородного электрического

потенциала, поверхность Земли – отрицательно заряженной. Малые ионы, имеющиеся в атмосфере, объясняют слабую проводимость воздуха. В качестве генератора, поддерживающего зарядку сферического конденсатора, обычно рассматривают грозовую активность.

Однако, анализ вклада грозовых облаков в глобальную электрическую токовую цепь [47] показал, что ток над грозовыми облаками компенсирует около 30% тока проводимости в районах не занятых грозами, а с учетом разряжающего действия осадков - около 25%, что свидетельствует о том, что грозы не являются единственным генератором, поддерживающим заряд Земли.

Над областями с грозовой активностью имеется интенсивный перенос положительного заряда вверх, компенсирующий направленный вниз перенос заряда в областях с ясной погодой, как представлено на рисунке 1.8. Общий заряд Земли $Q = 5.7 \cdot 10^5$ Кл. Общий потенциал положительно заряженной ионосферы относительно отрицательной Земли $U = 300$ кВ, плотность тока в «конденсаторе» Земля - ионосфера $j = 10^{-12}$ А/м². Эти параметры определяются в условиях хорошей погоды. Общее сопротивление атмосферы над грозовым облаком равно $\sim 10^6$ Ом, в то время как интегральное сопротивление в области токов замыкания глобальной электрической цепи $R \approx 230$ Ом. Таким образом, общее сопротивление планетарного контура и величина силы тока в нём в основном определяются сопротивлением столба воздуха между грозовым генератором и ионосферой, т.е. на высотах 13-60 км.

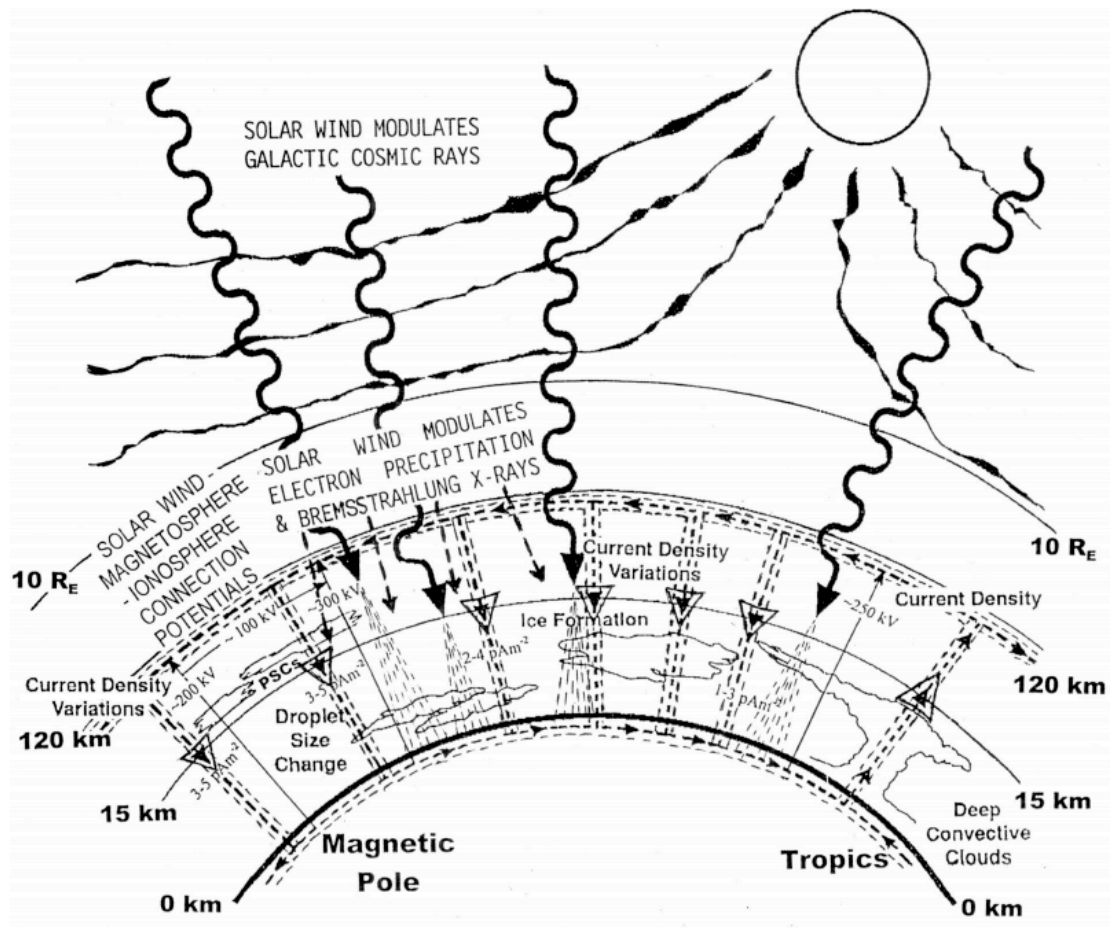


Рисунок 1.8 - Глобальная электрическая цепь [48]

Основные уравнения, описывающие глобальную токовую цепь, имеют следующий вид. Сопротивление единичного столба атмосферы

$$R_e = \frac{1}{\lambda_0 a} \{1 - \exp[-a(r - r_0)]\},$$

где λ_0 - электропроводность вблизи поверхности Земли; r_0 – радиус Земли.

Общее сопротивление атмосферы:

$$R = \frac{1}{\lambda_0 a \cdot 4\pi r_0^2}.$$

Электрический потенциал:

$$\varphi(r) = \frac{j_0}{\lambda_0} \{1 - \exp[-a(r - r_0)]\}$$

где j_0 - плотность электрического тока.

Радиальная составляющая напряженности электрического тока:

$$E_r = \frac{j_0}{\lambda_0} \exp[-a(r - r_0)] .$$

Согласно [48], плотность тока реагирует на изменение электрического потенциала или сопротивления мезосферы, стратосферы или термосферы менее, чем за десять минут.

Связь атмосферного электрического поля (АЭП) с интенсивностью ГКЛ в наиболее явном виде выявлена сравнительно недавно. По гипотезе Тинсли [48], галактические космические лучи, солнечные протоны, электроны радиационных поясов Земли изменяют скорость ионизации атмосферы, тем самым модулируя ее сопротивление, а геомагнитные возмущения и/или пересечение Землёй секторной структуры ММП в ходе её орбитального движения увеличивают напряженность вертикального электрического поля в областях с ясной погодой. В работе [43] показано, что атмосферное электрическое поле убывает практически сразу после эффекта Форбуша в ГКЛ и постепенно восстанавливается до прежнего уровня в течение нескольких дней.

Максимумы ионизации галактическими космическими лучами наблюдаются на высотах 10-20 км, как показано на рисунке 1.9, солнечными КЛ - 20-80 км [49]. Таким образом, вариации потоков космических лучей могут оказывать значительное влияние на проводимость столба воздуха между грозovým генератором и ионосферой, и тем самым модулировать интенсивность электрического тока во всём планетарном контуре.

Влияние солнечной активности на атмосферные процессы через посредство модуляции потоков ГКЛ обычно объясняется изменением прозрачности атмосферы, связанным с формированием аэрозольного слоя и облачности, в свою очередь, регулирующими поступающую на поверхность Земли солнечную энергию [43, 48].

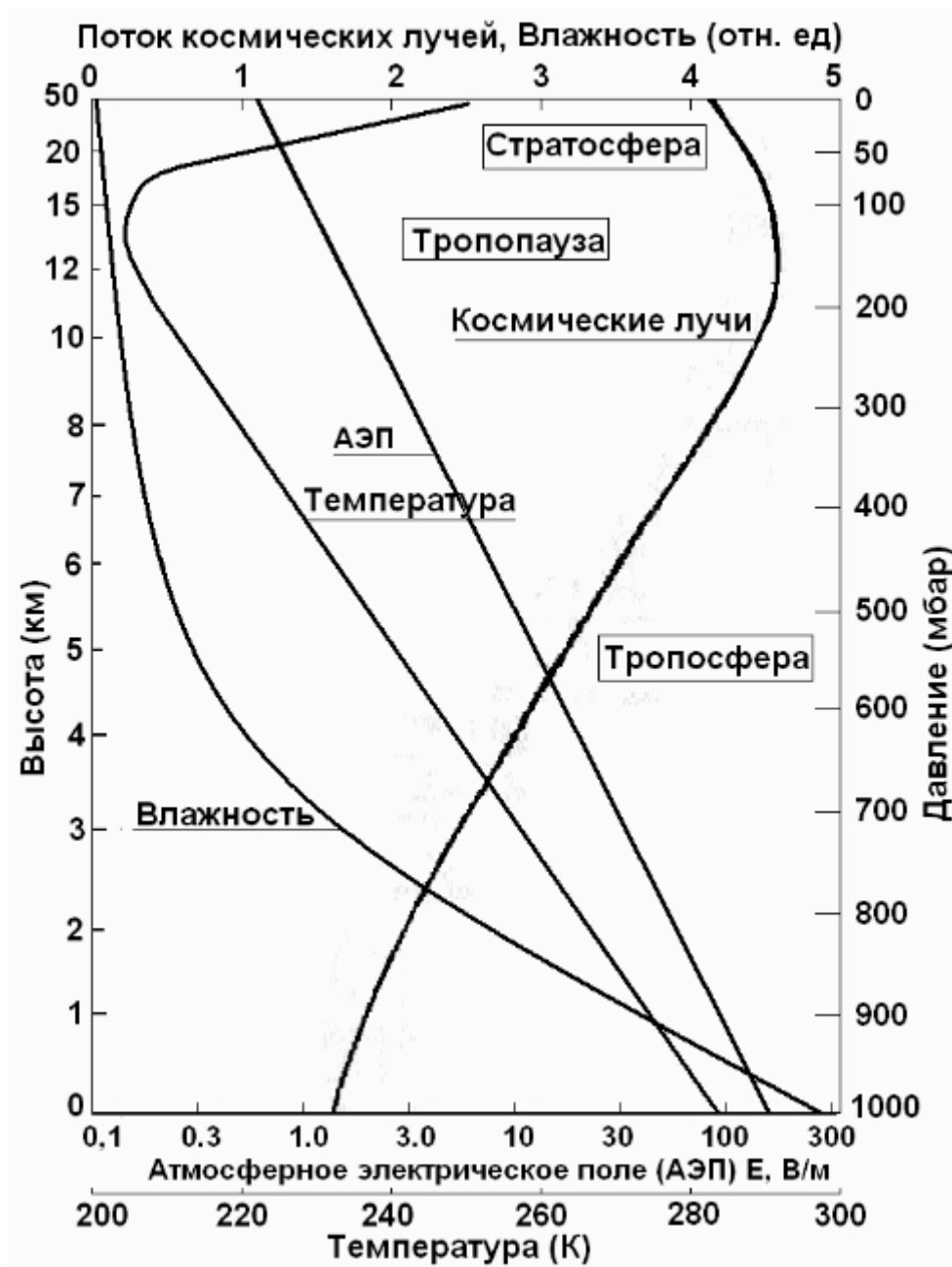


Рисунок 1.9 - Вертикальные профили ГКЛ, АЭП, температуры и влажности воздуха [50]

Анализ данных измерений плотности тока проводимости показал наличие их тесной связи с солнечной активностью [50]. Это подтверждает рисунок 1.10, на котором уменьшение плотности потока ГКЛ и тока проводимости соответствуют периодам максимальной активности Солнца (1969-1970 и 1980-1982 гг.), а их синхронное увеличение - минимальной активности (1976-1977 гг.). Солнечная модуляция вариаций плотности электрического тока проводимости может достигать 50% за период солнечной активности.

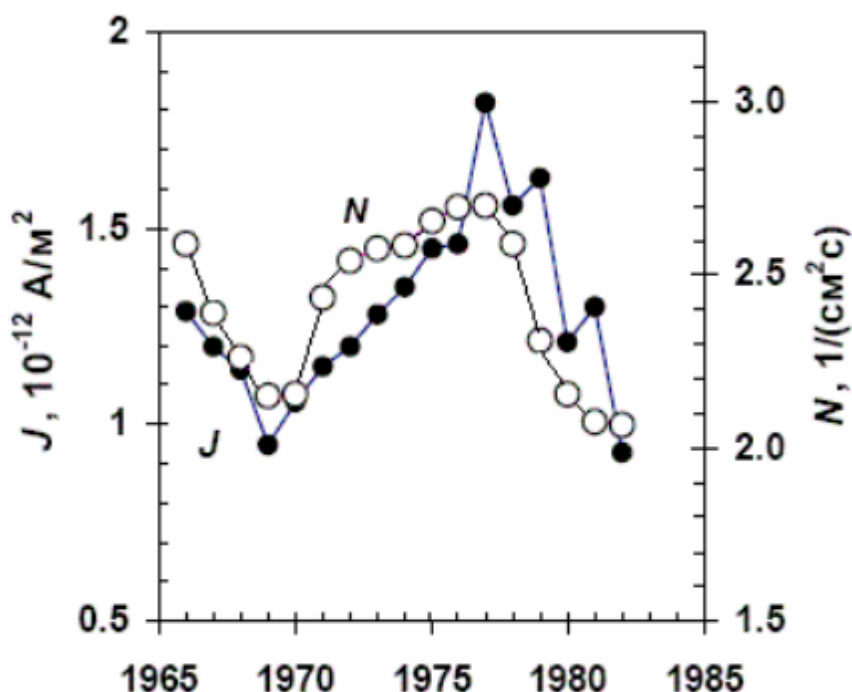


Рисунок 1.10 - Зависимости величины плотности атмосферного тока J (темные кружки) и потока космических лучей N на средних широтах на высоте $h \approx 22$ км (светлые кружки) [50]

В модели ионизации воздуха галактическими космическими лучами [51, 52] уровень ударной ионизации воздуха определяется напряженностью магнитного поля над исследуемым районом и потенциалом солнечной модуляции (ПСМ). Увеличение ПСМ в течение солнечного цикла сопровождается уменьшением уровня ионизации воздуха ГКЛ, возрастанием

электрического сопротивления воздуха и уменьшением плотности вертикального электрического тока.

В работе [50] предложена модель АЭП, образование которого происходит не столько за счет грозовых разрядов, а за счет разделения электрических зарядов в атмосфере «хорошей погоды». Электрические заряды образуются вследствие ионизации воздуха галактическими космическими лучами. Максимальное поглощение ГКЛ приходится на слой тропопаузы со стабильной влажностью и температурой воздуха, где образуются легкие положительные ионы, поднимающиеся к ионосфере и отрицательные водные аэрозоли, опускающиеся к Земле за счет силы тяжести. Решающую роль в формировании АЭП, кроме ГКЛ, - играют также процессы конденсации и испарения паров воды.

Усиление плотности тока в глобальной электрической цепи влияет на скорость разделения электрических зарядов в облаке, определяющей протекание ряда микрофизических процессов внутри облака. В работах Тинсли [48, 53-56] рассматриваются три способа электрического воздействия на микрофизические характеристики и динамику облаков: электрозамерзание (“electrofreezing”) [53], электроочистка (“electroscavenging”) и обратный этому процесс “anti-electro-scavenging” [54-56].

Электрозамерзание - процесс замерзания капелек термодинамически неустойчивой переохлаждённой до температуры от -5 до -15 °С воды в облаках верхнего яруса. Интенсивность замерзания напрямую зависит от частоты столкновений переохлаждённых заряженных водяных капелек с незаряженными или противоположно заряженными частицами аэрозолей, а следовательно, от степени ионизации атмосферы. При электрозамерзании выделяется скрытое тепло льдообразования, за счет которого происходит интенсификация циклонических образований и усиление циркуляционных процессов в атмосфере.

Электроочистка - процесс вымывания аэрозольных частиц из облака падающими заряженными водными каплями, рост которых обусловлен увеличением частоты их столкновения с аэрозольными частицами и “слипания” в конгломераты.

Обратный этому процесс увеличения концентрации водяных капелек малого размера при высоких значениях токов проводимости, способствующий сохранению и накоплению аэрозольных частиц в облаке и уменьшению выпадения осадков из облака, называется “anti-electro-scavenging”.

1.2.3 Солнечная модуляция стратосферного озона

Озонный механизм воздействия космических факторов на нижнюю атмосферу, согласно которому вариации концентрации озона приводят к изменению температуры и циркуляции в стратосфере, исследовали Ракипова [57], Келлис и Нили [58], Деминов и др. [59, 60], Брассер и Симон [61], а также Дж. Хай [62] и Шинделл [63].

Содержание стратосферного озона модулируется как вариациями интенсивности солнечного излучения в ультрафиолетовой области, так и космическими лучами галактического происхождения.

Концентрация озона в стратосфере зависит от интенсивности вариаций ультрафиолетового излучения двояким образом. Излучение с длинами волн $\lambda < 230$ нм приводит к диссоциации кислорода и возрастанию содержания озона. Возрастание излучения в области больших длин волн (полосы Хартли и Хюгенса) приводит к повышению температуры и разрушению озона. Поскольку амплитуда вариаций солнечного излучения в ультрафиолетовой области увеличивается с уменьшением длины волны, что представлено на рисунке 1.11, скорость образования озона модулируется солнечной активностью более интенсивно, чем скорость его разрушения. Это

приводит к тому, что в периоды максимумов солнечной активности скорость образования стратосферного озона превышает скорость его разрушения, и концентрация стратосферного озона возрастает. Изменение концентрации озона приводит к вариациям стратосферной температуры, что, в свою очередь, обуславливает изменения интенсивности атмосферной циркуляции по всему земному шару.

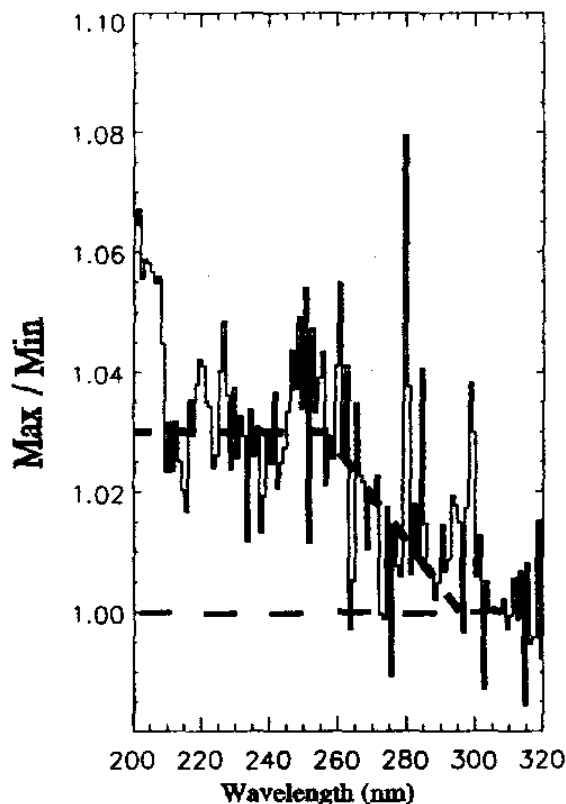


Рисунок 1.11 - Относительное изменение потока УФ радиации в цикле активности Солнца по данным спутниковых наблюдений [64]

Согласно модельным расчетам Дж. Хай [62], наблюдаемое в годы максимумов 11-летних солнечных циклов возрастание концентрации озона на $\sim 2\text{-}3\%$ приводит к повышению температуры стратосферы на несколько градусов, что вызывает изменения скорости зонального ветра, достигающие в зимний период величины ~ 1 м/с.

В работах С.И. Авдюшина, А.Д. Данилова [42], М.И. Пудовкина [43] предложено объяснение передачи возмущения из верхней стратосферы в

тропосферу, связанное с триггерным эффектом «запирания» тропосферы. Возрастание зонального потока в стратосфере, вызванное ее нагревом вследствие вариаций УФ излучения выше определенного значения приводит к невозможности распространения планетарных волн из тропосферы в стратосферу. Таким образом, планетарные волны оказываются «заперты» в слое тропосферы, где происходит диссипация их энергии, приводящее к нагреву тропосферы и изменению топографии её барического поля. При этом энергия формируемых барических образований может в несколько раз превышать энергию, поглощаемую озоном из солнечного излучения.

Озонный механизм, связанный с УФ излучением, проявляется только в 11-летнем цикле солнечной активности и не проявляется на более коротких периодах из-за отсутствия суточных вариаций интенсивности солнечного ультрафиолетового излучения, а также сложности быстрой передачи возмущений в нижнюю атмосферу.

Содержание озона модулируется также ГКЛ, которые имеют наибольшую интенсивность в минимуме 11-летнего цикла солнечной активности. Облучение стратосферных слоев протонами высоких энергий, вторгающихся в атмосферу Земли, вызывает постоянную ионизацию и образование окислов азота NO, NO₂. Кроме ГКЛ источниками молекул NO могут быть СКЛ, электроны, захваченные радиационными поясами Земли и содержащиеся в хвосте магнитосферы, а также метеориты и грозы. Глобальная оценка образованных в атмосфере Земли молекул NO за год колеблется от $1.2 \cdot 10^{33}$ в минимуме солнечной активности до $1.8 \cdot 10^{33}$ в максимуме.

Образование значительных количеств молекул NO и других окислов азота в стратосфере приводит к разрушению озона в результате фотохимических реакций. Разрушение стратосферного озона и формирование двуокиси азота NO₂ вследствие ионизирующего влияния высокоэнергичных частиц приводит к изменению ее химического состава,

вызывающего вариации прозрачности атмосферы и изменяя ее пропускную способность. С одной стороны поток коротковолнового излучения Солнца в нижней атмосфере возрастает из-за уменьшения его поглощения озоном. В то же время поток радиации в сине-зелёной части спектра, составляющей около 25% энергии интегрального излучения Солнца, уменьшается вследствие увеличения поглощения его двуокисью азота NO_2 , обладающей широкой полосой поглощения в области 350-550 нм. Изменения температурного режима атмосферы, происходящие вследствие вариаций прозрачности, могут приводить к изменениям интенсивности крупномасштабной циркуляции. К.Я. Кондратьевым и Г. А. Никольским установлено, что в ходе одиннадцатилетнего солнечного цикла изменения коэффициента прозрачности земной атмосферы достигают 6 % [65].

Таким образом, данные о влиянии гелиофизических факторов на общее содержание озона в какой-то степени противоречивы, что в немалой степени связано с различием использованных материалов и методов анализа.

1.2.4 Изменения условий формирования облачности

Механизм влияния солнечной активности на изменения облачности был впервые предложен в работе Робертса и Олсона [66] и далее разрабатывался Дикинсоном [67], Ю и Турко [68], а также Тинсли и др. [53-56]. В основе данного механизма лежит предположение о том, что скорость образования и начального роста облачных частиц зависит от степени ионизации атмосферы. Ионы, генерируемые под воздействием потоков ГКЛ в атмосфере, увеличивают скорость образования аэрозолей ($< 1-2$ нм) и скорость дальнейшего роста частиц до размеров ядер нуклеации (~ 100 нм). Так, скорость роста заряженных частиц с размерами 1–5 нм оказывается в 2 раза выше, чем у незаряженных частиц, а изменение скорости ионизации в нижней атмосфере на 20% приводит к 5–10% изменению концентрации 3–10-

нанометровых частиц. В свою очередь, рост концентрации атмосферного аэрозоля, обусловленный усилением ионизации атмосферы, может как сам по себе приводить к уменьшению потоков прямой солнечной радиации на поверхности Земли за счет её рассеяния на частицах аэрозоля, так и способствовать интенсификации процессов облакообразования с последующим изменением теплового баланса атмосферы.

Авторы [69] предположили, что тормозное рентгеновское излучение, генерируемое авроральными электронами, приводит к увеличению стратосферной ионизации, способствующей образованию перистых облаков. Дальнейшее развитие гипотезы о вариациях состояния облачности под действием различных космофизических факторов представлено в работах [66, 67]. В свою очередь, облачность является эффективным регулятором радиационных процессов в атмосфере: от состояния облачного покрова зависят как потоки приходящей, так и уходящей солнечной радиации. Помимо облачности, значительное влияние на радиационные потоки оказывают стратосферные и тропосферные аэрозоли, которые могут приводить как нагреву, так и к охлаждению атмосферы [70].

В работе [71] предложен радиооптический трехступенчатый триггерный механизм солнечно - магнитосферного управления погодно - климатическими явлениями, который учитывает вклад как вариаций солнечного потока ионизирующего излучения в крайнем УФ и рентгеновском излучении, в том числе при вспышках на Солнце, так и корпускулярных потоков, высыпающихся из радиационных поясов и из магнитосферы при геомагнитных возмущениях, в том числе в периоды геомагнитных бурь. Блок-схема ступеней представлена на рисунке 1.12. Определяющим в предложенном радиооптическом механизме солнечно-тропосферных связей является вклад ионосферного микроволнового излучения в образование конденсационно-кластерной дымки в тропосфере,

развивающейся далее в оптически тонкую, как правило, верхнюю перистую облачность.

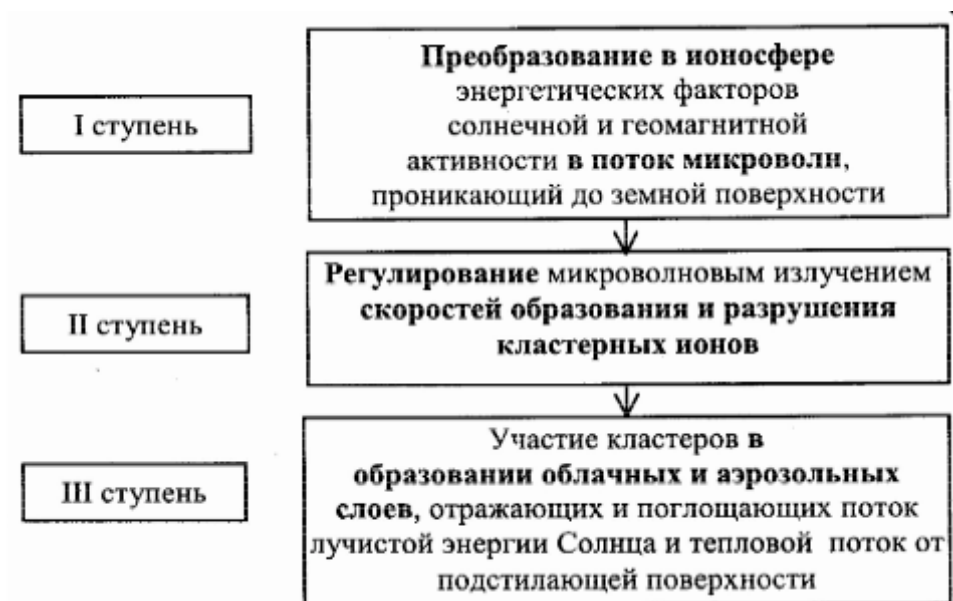


Рисунок 1.12 - Общая схема радиооптического трехступенчатого триггерного механизма воздействия факторов солнечно - геомагнитной активности на тропосферные характеристики [71]

В результате рассмотрения различных механизмов воздействия солнечной активности на земную атмосферу, можно сделать следующий вывод. Короткопериодную изменчивость нижней атмосферы лучше всего объясняет механизм, связанный с изменением электрических параметров, что обусловлено следующими факторами:

- реакция электрических характеристик на вариации солнечной активности проявляется практически немедленно;
- поскольку источником энергии является скрытая теплота конденсации, выделяемая на уровне, непосредственно подверженном воздействию электрического поля, отсутствует необходимость в притоке больших количеств энергии в нижнюю атмосферу;

- вариации АЭП проявляются во всей толще атмосферы;
- ионизация является единственным процессом, непосредственно контролируемым солнечной активностью.

1.3 Испарение с подстилающей поверхности как элемент гидрологического цикла

Гидрологический цикл в природе включает процессы испарения воды с поверхности водоемов, конденсации водных паров в атмосфере, выпадения осадков, фильтрации через почву; проникновение в подземные водоносные пласты; всасывание, транспорт и транспирацию воды растениями, включение воды в биохимические процессы живых организмах. Таким образом, испарение наряду с осадками и влагопереносом составляет три основных потока глобального гидрологического цикла. Именно процесс испарения связывает науки метеорологию с гидрологией.

Движение воды в климатической системе существенно важно для жизни на земле: осадки обеспечивают увлажнение почвы и речной сток; перемещение пресной воды между атмосферой и океаном влияет на соленость океана, которая является фактором плотности и циркуляции океана; содержание скрытого тепла в водяном паре, присутствующем в атмосфере, влияет на циркуляцию атмосферы в масштабах от отдельных гроз до глобальной циркуляции атмосферы.

Процессы преобразования влаги в атмосфере влияют на ее энергетику, и поэтому их исследование является одной из приоритетных задач современной метеорологии. Потепление климата, наблюдаемое свыше ста лет, приводит к увеличению испарения влаги с поверхности Мирового океана и с территории суши, что влечет за собой интенсификацию гидрологического цикла. Одновременно увеличивается количество влаги в

атмосфере, больше выпадает атмосферных осадков, усиливается интенсивность общей глобальной циркуляции атмосферы и возрастает циклоническая активность с увеличением водности циклонов.

По оценкам, сделанным в докладе Рабочей группы I МГЭИК [72], изменения в содержании водяного пара в атмосфере предоставляют убедительные доказательства того, что гидрологический цикл уже реагирует на потепление климата. Дополнительное доказательство следует из вариаций распределения солености в океане. Представленные в докладе [72] тренды солености поверхностных вод океана за период 1988 - 2010 гг. подтверждают значительную зависимость солености от разности испарения и осадков. За рассматриваемый период в регионах с высокой соленостью воды, где преобладает испарение, вода стала более соленой, а в регионах с низкой соленостью, где доминируют осадки, вода стала более пресной. Это является косвенным свидетельством того, что режим испарения над океанами за вычетом осадков стал более интенсивным.

На рисунке 1.13 представлен прогноз элементов гидрологического цикла на период с 2081 по 2100 гг, выполненный по ансамблю различных моделей [72].

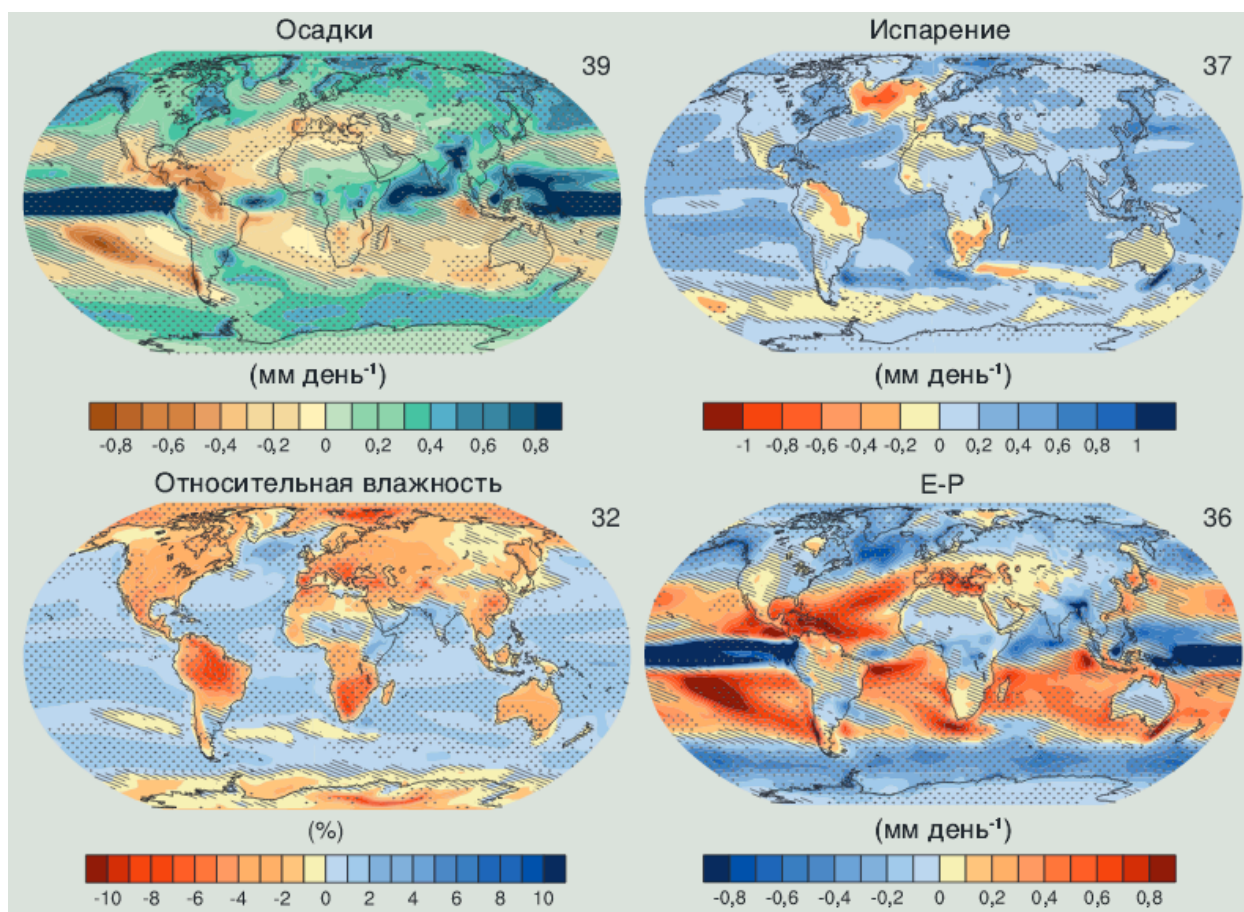


Рисунок 1.13 - Среднегодовые изменения гидрологического цикла: осадков (Р), испарения (Е), относительной влажности, Е-Р на период 2081-2100 гг. по отношению к периоду 1986-2005 гг. согласно сценарию репрезентативных траекторий концентраций РТК8.5 [72]. Цифра в верхнем правом углу каждого рисунка указывает количество моделей этапа 5 Проекта по сравнению сопряженных моделей (CMIP5) для расчета мультимодельного среднего значения

Согласно прогнозу РТК8.5 [72], потепление климата приведет к увеличению годового испарения с большей части поверхности океана, над сушей будет наблюдаться большая пространственная неоднородность. В некоторых регионах испарение увеличится, в некоторых – уменьшится. Значительные области прогнозируемого снижения испарения включают южную и северо-западную часть Африки вдоль Средиземноморья.

В последние десятилетия появились совместные глобальные модели циркуляции атмосферы и океана, в которых внутренняя динамика системы «океан – атмосфера» воспроизводится достаточно подробно. В то же время, взаимодействие атмосферы с сушей и с внутренними водоемами суши до последнего времени исследовано недостаточно. Следствием этого может быть существенное искажение реальных атмосферных процессов численными моделями над соответствующими районами.

Количественная оценка обмена теплом и влагой между поверхностью суши и атмосферой на основе прямых измерений потоков явного и скрытого тепла в атмосфере и их связей с метеорологическими параметрами для различных ландшафтов выполнена в 1940-1960-х годах климатологическими школами М.И.Будыко, А. Р. Константинова, А.С.Монина, Ю.Л.Раунера в СССР [73, 74], Боуэна, Торнтвейта, Пенмана в США. Позднее на основе таких работ сделаны оценки вклада природных зон в формирование климата [75]. Проблемы формирования и изменения водного баланса в различных природных ландшафтах занимается ландшафтная гидрология, связанная с именами В.Г.Глушкова и М.И.Львовича.

Изучение взаимодействия поверхности суши и атмосферы сталкивается с противопоставлением методов, используемых в гидрологии и метеорологии. Метеорологические оценки не учитывают процессов внутри почвенного и растительного покрова, транспирацию влаги через растение. В гидрологических работах испарение рассчитывалось либо по простейшим зависимостям типа формулы Дальтона, уравнения Ольдекопа, или как остаточный член уравнения водного баланса. Построение единых моделей "подстилающая поверхность - атмосфера" тормозится различием во временных масштабах процессов в почве и атмосфере и между скоростью протекания физических процессов и быстротой их измерений. Так, гидрология поверхностного стока и верхних почвенных слоев имеет типичный временной масштаб порядка 1-10 дней, а метеорологические

процессы характеризуются периодом около 1 часа. По мнению Дикинсона [67], для расчета испарения и других диффузионных потоков нельзя привлекать среднесуточные значения метеорологических элементов, тогда как в гидрологических моделях формирования влажности почвы наиболее часто использующийся шаг по времени - 1 сутки.

Быстрое развитие в последние годы глобальных моделей климата, требующих данных о влиянии на вертикальный влагоперенос неоднородностей свойств подстилающей поверхности суши, привело к появлению единых моделей в виде континуума почва-растение-атмосфера, названных SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere). Моделями SVAT занимались С.В.Нерхшн, А.Ф.Чудновский (1975), И.И.Судницын (1979), О.Д.Сиротенко [76] и другие. В глобальных моделях климата вследствие их значительного пространственного масштаба (ячейка $2.5 \times 2.5^\circ$, в последнее время $1.0 \times 1.0^\circ$) не учитывается влияние неоднородности территории внутри ячейки климата на ее суммарный обмен теплом и влагой с атмосферой. Свойства поверхности и гидрологические процессы сейчас в подобных моделях учитываются достаточно грубо, между тем в исследованиях [69] выявлена значительная нелинейная реакция атмосферных процессов на пространственную изменчивость характеристик подстилающей поверхности.

Большинство современных моделей тепло-массообмена между водоемами и атмосферой не учитывают также особенности мелкомасштабного взаимодействия мелководий с атмосферой. На это упущение в исследовании природы взаимодействия водоема с атмосферой указывает Г.Н. Панин [77]. Усиление шероховатости водной поверхности мелководий, обусловленное большей крутизной волн и ранним их обрушением по сравнению с открытыми и глубоководными частями морей, приводит к более интенсивному турбулентному обмену импульсом, теплом и влагой.

Водные объекты в ряде регионов занимают значительную часть площади и оказывают большое влияние на региональный климат. Именно в регионах с повышенной плотностью гидрологической сети в высоких широтах в XX веке наблюдалось хорошо выраженное потепление климата. Это относится к северной территории США, Канаде, Скандинавским странам, Карелии, Западной Сибири.

Не последней по значимости проблемой при построении моделей климата является процесс измерения величины испарения.

Оценка испарения с небольших открытых водных объектов производится водными испарителями, наиболее популярными из которых являются испаритель класса А, принятый в США и рекомендованный ВМО в качестве эталонного, испаритель ГГИ-3000 и испарительный бассейн площадью 20 м², принятые в Российской Федерации. Испарение морей и океанов определяется косвенными методами по данным солнечной и длинноволновой радиации, температуры воздуха и поверхности воды, влажности, ветра. Для оценки суммарного испарения в различных временных и пространственных масштабах в последние годы широко используются данные дистанционного зондирования. Среди необходимых для оценки испарения параметров, измеряемых спутниковыми средствами, можно назвать следующие:

- приходящая солнечная радиация;
- альбедо поверхности;
- температура поверхности;
- характеристики растительного покрова;
- градиент водяного пара у поверхности;
- ветры у поверхности;
- влажность почвы.

Измерение приходящей солнечной радиации осуществляется с геостационарных спутниковых орбит в видимой, ближней ИК и дальней ИК

частях электромагнитного спектра. Оценка альбедо поверхности производится при ясном небе в видимой и ближней ИК области. Температура поверхности оценивается по измерениям в длинноволновой части инфракрасного диапазона.

К косвенным методам определения испарения с водной поверхности относятся:

- метод водного баланса;
- метод энергетического баланса;
- методы переноса массы;
- комбинированные методы;
- эмпирические формулы.

1.3.1 Метод водного баланса

Метод водного баланса, основанный на уравнении неразрывности, позволяет рассчитать испарение следующим образом [85]:

$$E = I - O - \Delta S,$$

где E — испарение; I — приток, состоящий из осадков и втекающей части поверхностного стока; O — отток, включающий вытекающий поверхностный сток, приток грунтовых вод; потери на транспирацию и инфильтрацию (или просачивание); ΔS — изменение запаса воды.

Вследствие сложности определения величины просачивания данный метод применим для определения испарения относительно непроницаемых водохранилищ, для которых просачивание незначительно по сравнению с величиной испарения. Метод водного баланса теоретически прост, однако на практике сопровождается большими погрешностями при определении изменения запаса воды, просачивания, грунтовых потоков и других параметров, особенно при коротких периодах усреднения.

1.3.2 Метод энергетического баланса

Метод энергетического баланса основан на уравнении неразрывности в энергетических величинах [78]:

$$Q_0 = Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} - Q_{bs} + Q_v - Q_e - Q_h - Q_w,$$

где Q_0 — увеличение накопленной водой энергии; Q_s , Q_r — падающая и отраженная поверхностью воды солнечная радиация; Q_a — длинноволновая радиация атмосферы; Q_{ar} — отраженная длинноволновая радиация; Q_{bs} — излучение воды; Q_v — поступление и вынос тепла; Q_e — энергия испарения; Q_h — проведенная водой энергия; Q_w — энергия, выделяемая испаряющейся водой.

Каждый член уравнения энергетического баланса либо измеряется непосредственно, либо рассчитывается на основании известных соотношений. Слой испарившейся воды за единицу времени находят по формуле:

$$E = \frac{Q_e}{\rho L},$$

где E — испарение ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$), ρ — массовая плотность испарившейся воды ($\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$), L — скрытая теплота испарения 2260 кДж/кг.

Энергия испарения описана уравнением:

$$Q_e = \frac{Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} - Q_{bs} - Q_0 + Q_v}{1 + B + c_p(T_e - T_b)/L},$$

где c_p — удельная теплоемкость воды 4186.8 Дж/кг·К; T_e — температура испарившейся воды; T_b — температура произвольной отметки, обычно принимают 273.15 К; B — отношение Боуэна [79]:

$$B = 0.61 \frac{p(T_0 - T_a)}{1000(e_s - e_a)},$$

где p — атмосферное давление; T_0 , T_a — температура поверхности воды и воздуха; e_s — давление насыщения водяного пара при данной температуре поверхности воды; e_a — парциальное давление водяного пара.

Тогда уравнение энергетического баланса примет вид:

$$E = \frac{Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} - Q_{bs} - Q_0 + Q_v}{\rho\{L(1 + B) + c_p(T_e - T_b)\}}.$$

Точность оценок испарения, выполненных по методу энергетического баланса, сильно зависит от надежности и точности данных измерений. Требуемая точность достигается не для всех переменных. Например, погрешность 2% в измерении приходящей длинноволновой радиации дает погрешность оценки месячного испарения 3–15%, в то время как ошибка порядка 10 % в измерении отраженной солнечной энергии — всего 1–5 %. При хороших условиях средняя погрешность для летнего периода составляет 10 %, для зимних месяцев — 20 %.

1.3.3 Метод переноса массы

Метод переноса массы, первоначально предложенный Харбеком и Майерсом [80], основан на аэродинамическом законе Дальтона, связывающим испарение с парциальным давлением водяного пара:

$$E = k(e_s - e_a),$$

где k — коэффициент, зависящий от скорости ветра, атмосферного давления и других факторов.

Совместное применение методов аэродинамики и энергетического баланса - наиболее распространенный метод расчета испарения [85]:

$$E = \frac{R_n \Delta + E_a \gamma}{\Delta + \gamma},$$

где Δ — уклон кривой давления насыщения водяного пара при любой температуре Q_a :

$$\Delta = \frac{e_s - e_{sz}}{T_s - T_z}.$$

R_n - радиационный баланс, расчет которого в (МДж·м⁻²/сутки) предлагается выполнить по формуле [85]:

$$R_n = (0.25 + 0.5 \, n/N) S_0 - (0.9 \, n/N + 0.1),$$

где n/N — относительная продолжительность солнечного сияния; S_0 — излучение на верхней границы атмосферы (МДж·м⁻²·в сутки).

В предыдущем пункте настоящей работы рассмотрены механизмы влияния солнечной активности на состояние атмосферы. В работе [81], рассматриваются изменения влагозапаса атмосферы, обусловленные вариациями потока ГКЛ. Изменением влагозапаса, в свою очередь, может быть объяснена зависимость потока ГКЛ и количества облаков, причем между ГКЛ и количеством облаков нижнего яруса наблюдается высокая положительная корреляция [3], среднего и верхнего ярусов - отрицательная [82, 83].

Подобные глобальные изменения содержания водяного пара в атмосфере могут быть вызваны изменениями в элементах гидрологического цикла, в первую очередь скорости испарения с поверхности Мирового океана. На рисунке 1.14 представлена схема такого влияния ГКЛ на электрические параметры атмосферы и поверхности Мирового океана, заимствованная из работы [81].

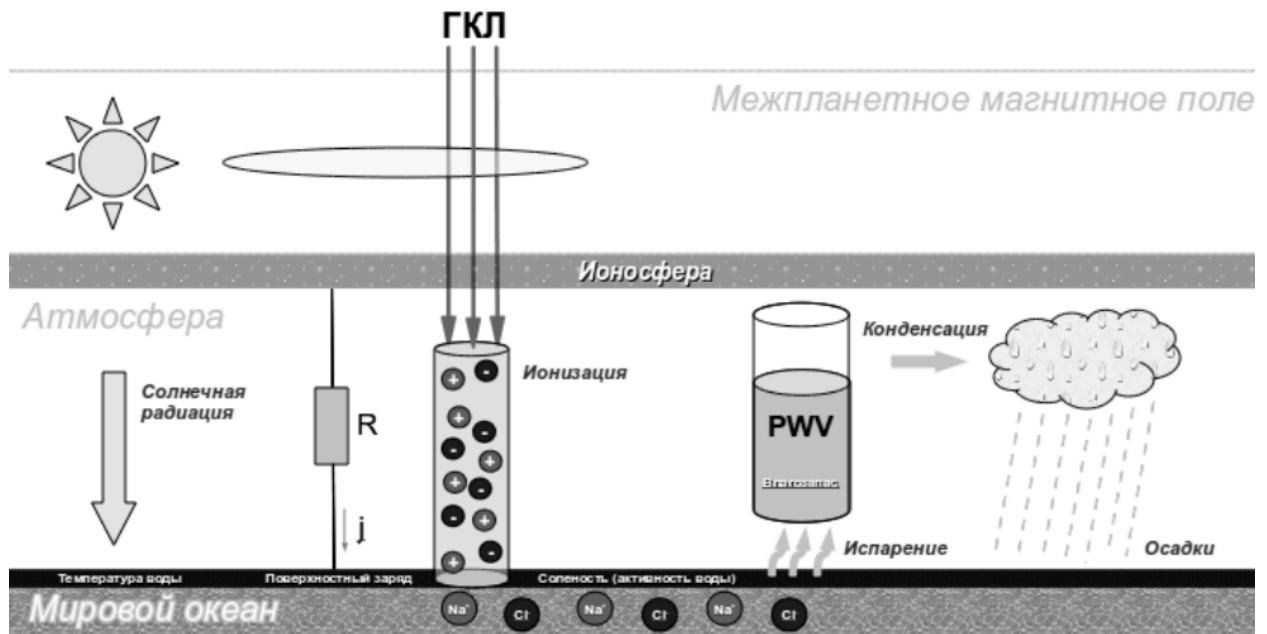


Рисунок 1.14 - Схема влияния потока ГКЛ на процесс испарения с поверхности Мирового океана [81]

Поскольку морская вода является электролитом, то плотность поверхностного заряда влияет на распределение ионов Na^+ и Cl^- в поверхностном слое воды, что сопровождается изменениями значения активности воды, которая наряду с температурой и влагозапасом атмосферы является определяющим фактором скорости испарения E , последняя может быть оценена с помощью модифицированного закона Дальтона [81]:

$$E = 8.3 \cdot 10^{-8} [a_w \cdot e_s(T) - 52.6 \text{ PWV}],$$

где a_w - активность воды; T - температура атмосферы; PWV - влагосодержание атмосферы.

Изменение скорости испарения сопровождается вариациями содержания водяного пара, водозапаса, альбедо и высоты верхней границы облаков. Результаты обработки данных проекта по спутниковой климатологии облаков ISCCP [83], представленные на рисунках 1.15 и 1.16, подтверждают данное предположение и показывают, что имеется положительная корреляция между потоком ГКЛ и содержанием водяного пара в атмосфере. Все это приводит к изменению радиационного баланса системы земная поверхность-атмосфера и, в результате, к изменению климата планеты.

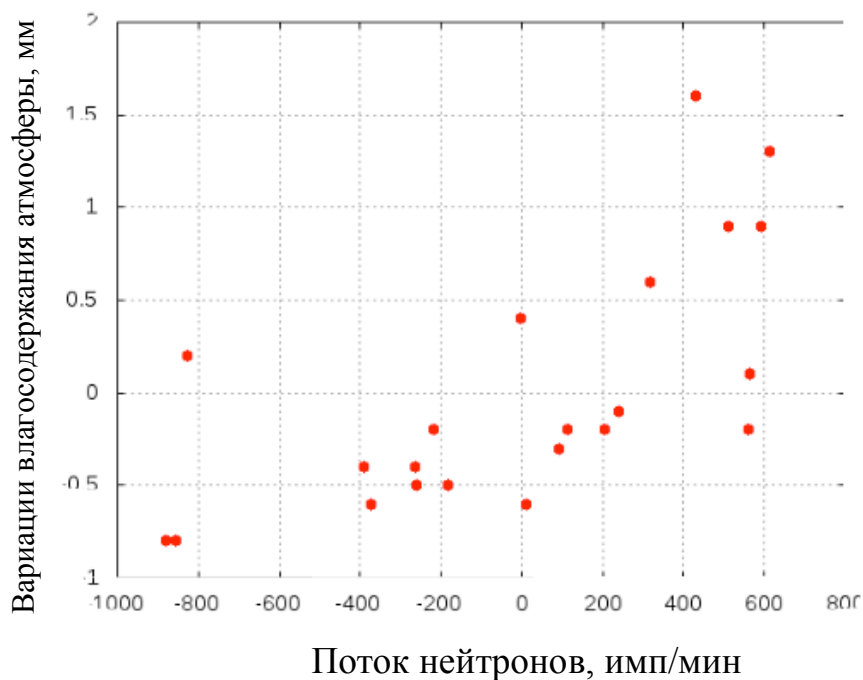
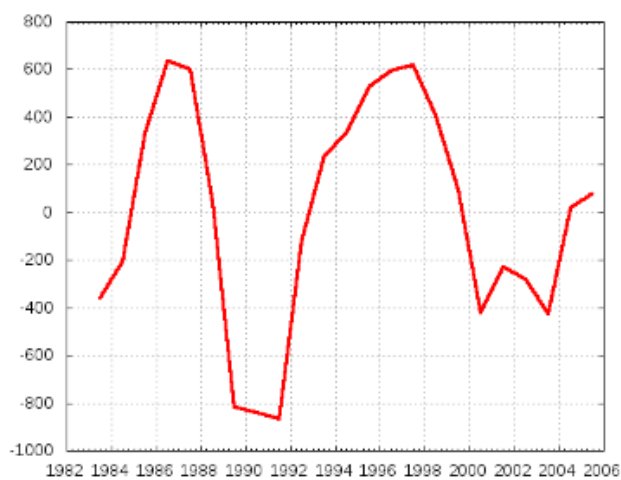


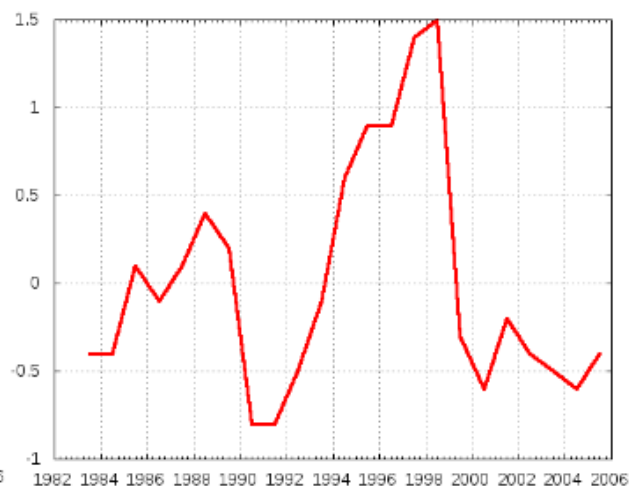
Рисунок 1.15 - Зависимость влагозапаса атмосферы от вариаций потока ГКЛ [83]

а)



Время, год

б)



Время, год

Рисунок 1.16 - Временной ход интенсивности потока нейтронов на ст. Троицк, импульсов/мин (а) и глобального содержания водяного пара в атмосфере, мм (б) [83]

Таким образом, имеется тесная связь между важным элементом гидрологического цикла — испарением с Мирового океана и потоком ГКЛ, который модулируется солнечным ветром, т.е. зависит от солнечной активности. Это позволяет по-новому взглянуть на физический механизм солнечно-земных связей: космическое воздействие осуществляется непосредственно на подстилающую поверхность и затем распространяется на вышележащие слои атмосферы.

1.4 Условия формирования и параметры тропосферных облаков

Облачность играет важную роль в земной климатической системе, участвуя в гидрологическом цикле и оказывая существенное влияние на радиационный баланс Земли.

Образование облаков происходит за счет процесса адиабатического охлаждения поднимающегося воздуха. В зависимости от условий для такого охлаждения Бергерон в 1934 году разделил облачность на три класса: кучевообразную, волнистообразную и слоистообразную. Такая генетическая классификация соответствует видам вертикальных движений различного масштаба. Конвективные движения являются причиной образования кучевообразных облаков, волновые движения и турбулентное перемешивание в тропосфере — волнистообразных, слоистообразные создаются крупномасштабным восходящим скольжением теплого воздуха по клину холодного фронта. Облака, возникающие во фронтальных зонах, называют фронтальными, образовавшиеся внутри однородной воздушной массы — внутримассовыми.

К кучевообразным облакам относят кучевые и кучево-дождевые облака, причиной образования которых является вертикальное движение отдельных масс воздуха, наиболее интенсивно развивающееся в неустойчивой атмосфере. Интенсивность конвекции и характер стратификации атмосферы определяют форму и размеры таких облаков.

Основной причиной образования волнистообразных облаков служат волновые движения, возникающие в устойчивых воздушных массах при наличии инверсионных слоев. Торможение конвективных движений в устойчивой атмосфере приводит к возможности вертикального перемещения воздуха лишь в процессе турбулентного перемешивания. В результате, в слое интенсивного турбулентного обмена вертикальный градиент температуры увеличивается, а выше этого слоя возникает инверсия температуры. Турбулентное перемешивание способствует подъему водяного пара и перераспределению его содержания по высоте. В подинверсионном слое происходит конденсация водяного пара, здесь же накапливаются ядра конденсации, и образуется облачность в виде тонкого слоя значительной

протяженности — слоисто-кучевая и слоистая. Верхняя граница таких облаков совпадает с нижней границей инверсионного слоя.

В зоне атмосферного фронта теплая воздушная масса медленно поднимается по клину холодного воздуха, при этом адиабатически охлаждается, что приводит к конденсации водяного пара и образованию облаков восходящего скольжения: перисто-слоистых, высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаков. Процесс восходящего скольжения во фронтальных зонах охватывает большие пространства, что приводит к образованию фронтальных облачных систем, включающих облака всех ярусов и имеющих значительные вертикальные и горизонтальные размеры. Наиболее мощные облачные системы развиваются на теплом фронте.

Образование той или иной формы облаков обусловлено действием как одного процесса, так и совокупности нескольких. Кроме того, существуют и другие механизмы образования облачности, помимо описанных выше. Например, в зоне струйного течения резкий вынос теплого воздуха в более холодные слои, его охлаждение, конденсация или сублимация водяного пара способствуют образованию перистых и перисто-кучевых облаков. Вытянувшись вдоль оси струйного течения полоса таких облаков с четко очерченной границей способна быстро перемещаться по небу.

Влияние облаков разного типа на климатическую систему существенно различается для разных регионов и сезонов. Облака верхнего яруса в целом способствуют усилению парникового эффекта, облака нижнего яруса — выхолаживанию климатической системы. При этом преобладает коротковолновый облачный форсинг, что в целом охлаждает климат. Суммарный облачный радиационный форсинг на верхней границе атмосферы в целом для Земли может достигать -15 Вт/м^2 , в то время как региональные значения, как положительные, так и отрицательные, могут достигать значений 100 Вт/м^2 .

Большую роль в образовании облаков играют аэрозольные частицы. Согласно механизму, предложенному Дикинсоном [67], в качестве малой составляющей может выступать серная кислота H_2SO_4 , большие концентрации водных растворов которой обнаружены в нижней стратосфере на высоте около 12 км в полярных широтах и выше 18 км в экваториальных. Далее зародышевые частицы аэрозолей превращаются в ядра конденсации. Как уже обсуждалось при анализе ионного механизма в пункте 1.2, данные процессы протекают более интенсивно, если в атмосфере присутствуют ионы, возникшие под влиянием космических лучей.

Увеличение концентрации аэрозольных частиц, служащих ядрами конденсации, способствует формированию перистой облачности, влияющей на интенсивность уходящей длинноволновой радиации, тем самым меняя тепловой баланс атмосферы. Согласно оценкам, сделанным Дикинсоном, изменения температуры в связи с вариациями перистой облачности могут привести к изменению скорости зонального переноса в атмосфере на 2 м/с.

В докладе [90] рассмотрены вопросы влияния величины полного солнечного излучения S_0 на облакообразование в глобальном масштабе. По данным эксперимента ISCCP/CISS/NASA за 1984–2009 гг. установлена устойчивая положительная реакция как полной, так и облачности верхнего яруса на всплески величины S_0 при месячных усреднениях. При этом нет значимой корреляции с нижней облачностью и только 50% совпадение в случае средней облачности. Эти результаты подтверждают, что действительно именно верхняя облачность даёт наибольший вклад в корреляцию полной облачности и S_0 .

В работе [90] исследуется связь облачности различных ярусов с содержанием водяного пара в столбе атмосферы. Отмечено, что минимумы значений количества и содержание водяного пара совпадают, однако максимум нижней облачности несколько опережает максимум водяного пара, что говорит о возможном отсутствии прямого влияния повышенной

солнечной активности на данный процесс. Количество средней облачности и значения содержания водяного пара имеют отрицательную корреляцию. Для высокой облачности корреляция проявляется в 62% что определяется, по мнению авторов, влиянием ионообразования, происходящего под действием ГКЛ, поскольку именно на высоте верхнего яруса скорость ионизации достигает существенных значений.

Выводы по первой главе

Выполненный анализ механизмов передачи солнечного воздействия на земную климатическую систему в целом и гидрологический цикл в частности позволил предложить гипотезу, объясняющую механизм солнечно-земных климатических связей. Космическое воздействие потока ГКЛ, который модулируется солнечным ветром, т.е. зависит от солнечной активности, осуществляется непосредственно на подстилающую поверхность и затем распространяется на вышележащие слои атмосферы. Вариации ГКЛ, значение которых отражает потенциал солнечной модуляции, сопровождаются изменением интенсивности ионизации воздуха, что меняет параметры глобальной электрической цепи атмосферы.

2 Используемые данные о параметрах солнечной активности и гидрологического цикла

2.1 Данные параметров солнечной активности

Исследования явлений солнечно-земной физики требуют комплексности измерений, выполненных в различных точках земной поверхности и космического пространства, и связанного с этим обмена данными. До 90-х гг. XX в. такой обмен осуществлялся через систему Мировых центров данных (МЦД), созданных в 1957–1958 гг., а также через печатные каталоги, издаваемые агентствами и отдельными проектами. В настоящее время в связи с доступностью и быстрым развитием Интернет-технологий отпала необходимость собирать данные в отдельных специализированных центрах. Сегодня результаты наблюдений по большому числу наземных и космических проектов доступны практически в «реальном времени» сразу после измерений. Помимо источников «первичных» данных существует доступ к различным продуктам анализа: каталогам геофизических событий (например, солнечных вспышек), численным моделям.

Основным источником данных о солнечной активности являются космические аппараты (КА). Среди них можно отметить как многофункциональные, так и специализированные, предназначенные для исследования корональных выбросов массы, положений и развития корональных дыр, трансформации солнечных волокон, эруптивных и постэруптивных событий и др.

Первыми спутниками, предназначенными для наблюдений Солнца, были космические аппараты серии Пионер, запущенные NASA в 1960-1968

гг. С их помощью получены детальные измерения параметров солнечного ветра.

Снимки Солнца в ультрафиолетовом и рентгеновском диапазонах длин волн выполнялись Орбитальной солнечной обсерваторией OSO - серией американских спутников, запущенных в 1962 – 1975 гг.

Западногерманские космические аппараты серии Helios, первый из которых запущен в 1974 г, предназначались для изучения космического излучения, солнечного ветра, межпланетного магнитного поля, радишумов и метеорных частиц в окосолнечном пространстве. Helios-2, впервые приблизившись к Солнцу на расстояние 0.29 а.е., зарегистрировал магнитные ударные волны в диапазоне 100 - 2200 Гц, а также ядра легкого гелия, появление которых при солнечных вспышках указало на высокоэнергетические термоядерные процессы в хромосфере Солнца.

На солнечной обсерватории Apollo Telescope Mount космической станции Skylab в 1973 году выполнены первые наблюдения солнечной короны в ультрафиолетовых лучах в динамическом режиме, открыты корональные извержения массы и корональные дыры.

Американский космический аппарат Solar Maximum Mission (SMM), запущенный в 1980 г., проводил измерения ультрафиолетового, рентгеновского и гамма-излучения солнечных вспышек в период высокой солнечной активности, которые помогли выяснить, что изменения мощности полного излучения Солнца за полтора года наблюдений составили лишь 0.01%.

Японский спутник Yohkoh, запущенный в 1991 году, наблюдал рентгеновское излучение Солнца. Полученные им данные позволили идентифицировать различные типы солнечных вспышек, а также выявить большую, чем считалось ранее, динамичность короны вдали от областей максимальной активности.

Солнечный зонд Ulysses - европейская автоматическая станция, запущенная в 1990 г., - единственная среди КА, двигалась перпендикулярно плоскости эклиптики по гелиоцентрической орбите, совершая виток вокруг Солнца за 6.2 года. Ulysses впервые зарегистрировал спиральность магнитного поля Солнца в радиодиапазоне, установил возрастание напряженности магнитного поля Солнца в 2.3 раза за последние 100 лет, подтвердил существование быстрого солнечного ветра скоростью примерно 750 км/с, что меньше, чем ожидалось.

Американский научно-исследовательский спутник Wind, запущенный в 1994 для наблюдений за солнечным ветром, позволил наблюдать перезамыкания магнитного поля Солнца.

Солнечная и гелиосферная обсерватория SOHO - научно-исследовательский космический аппарат, запущенный в 1995 г., - совместный проект Европейского космического агентства ESA и Национального управления по океану и атмосфере NOAA. Солнечной обсерваторией SOHO детально исследовались солнечные колебания, процессы выноса солнечного вещества в пространство, структура Солнца, открыты более полутора тысяч комет, обнаружено явление супергрануляции и т.д. Многообразие и точность данных, поставляемых обсерваторией SOHO, обеспечивается удобством позиции космической станции в точке, называемой "лагранжевой точкой L1". Это одна из пяти особых точек вокруг Земли, в которой тело, находящееся в ней, не испытывает возмущений со стороны гравитационного поля Земли.

Спутник TRACE (Transition Region & Coronal Explorer) запущен в 1998 г. для исследования короны Солнца и области перехода между короной и фотосферой.

В 2001 г запущена российско-украинская обсерватория КОРОНАС - Фотон, включающая научный комплекс из 15 приборов, работающих во всем диапазоне электромагнитного спектра. Приборами КОРОНАС-Ф

зарегистрированы самые мощные вспышки на Солнце, получено большое количество рентгеновских солнечных спектров и новых данных о потоках солнечных космических лучей.

Американский спутник Genesis, проработавший с 2001 по 2004 г. собрал около 10 мкг элементов солнечного ветра.

Запущенная в 2006 г. солнечная обсерватория STEREO включает два идентичных спутника, орбиты которых подобраны таким образом, что один КА отстает от Земли, а другой обгоняет её, что позволяет получать стереоизображения Солнца и солнечных процессов (например, корональных выбросов массы).

Солнечная японская обсерватория HINODE, запущенная в этом же 2006 г., оснащена двумя телескопами в оптическом и рентгеновском диапазоне, а также спектрометром в ультрафиолетовом канале. Основная цель HINODE - изучение активных процессов в короне Солнца и их связи со структурой и динамикой солнечного магнитного поля.

Алгоритмы восстановления геофизических параметров по результатам дистанционных спутниковых измерений требуют анализа погрешностей этих измерений. Для этой цели в различных физико-географических зонах проводятся подспутниковые эксперименты в рамках национальных и международных программ, заключающиеся в калибровке спутниковой аппаратуры и создании банков данных дистанционных и контактных измерений, совпадающих в пространстве и времени. К таким программам относятся Tropical Ocean and Global Atmosphere (TOGA), Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) и др.

Национальный исследовательский совет Канады с 1947 г. производит ежедневные измерения комплексного излучения солнечного диска на частоте 2800 МГц (длина волны 10,7 см). С 1991 г. наблюдения проводятся

радиоастрофизической обсерваторией в Британской Колумбии и содержат сведения о солнечных потоках в единицах 10^{-22} Вт/(м²МГц).

Данные сведены в таблицу в двух формах: «наблюдаемый поток», и «скорректированный поток». Первый — фактические измеренные значения — содержит флуктуации до 7 %, которые возникают с изменением расстояния Солнце — Земля. Второй масштабируется на среднее расстояние и имеет большую точность.

К самым известным академическим или правительственным организациям, Web-сайты которых содержат солнечные, геомагнитные и ионосферные данные, относятся следующие.

Национальный центр геофизических данных NGDC NOAA распространяет бюллетень солнечных и геомагнитных индексов и предоставляет доступ к геофизическим данным на сайте [87].

Информационное агентство по солнечно-земным связям STD, управляемое университетом канадского города Летбридж, предоставляет информацию о состоянии Солнца на сайте [88].

Служба IPS австралийского правительства и Австралийский центр прогнозирования состояния космоса формируют информационную базу данных по солнечно-земным связям с онлайн-доступом, осуществляют прогноз состояния космического пространства и условий распространения радиоволн [89].

Мичиганский технологический университет спонсирует сайт [90], на котором имеются данные по солнечной активности и снимки Северного полушария.

Космический центр SEC NOAA, входящий в Департамент торговли США, спонсирует сайт [91].

Институт земного магнетизма и распространения радиоволн Российской академии наук публикует данные о вариациях интенсивности нейтронной компоненты космических лучей, регистрируемой на сети

станций, оборудованных нейтронными супермониторами (НМ) типа NM-64. Данные нейтронной компоненты представляются в виде таблиц среднесуточных значений. Все параметры приведены к постоянному барометрическому давлению [92].

При помощи наземных нейтронных мониторов регистрируют также наземные возрастания солнечных КЛ GLE (Ground Level Enhancement) [93], составляющих особый класс протонных событий. Эффективность их регистрации определяется минимальной жесткостью частиц, достаточной для преодоления магнитного поля до станции расположения НМ. Список GLE, зарегистрированных мировой сетью НМ за период 1942 - 2006 гг. можно найти на сайте [93].

Индикатором ионосферных возмущений являются возмущения геомагнитного поля, сила которых отмечается индексами A и K в радиовещательных сигналах геофизической тревоги Geoalert, передаваемых станциями WWV и WWVH, принадлежащими Национальному институту стандартов и технологий (NIST) в г. Боулдер, США. Обе станции осуществляют вещание каждые три часа на частотах 2.5; 5; 10 и 15 МГц; кроме того, WWV еще и на 20 МГц.

Индекс K отражает интенсивность и направление геомагнитного поля за три последних часа в сравнении со "спокойными" геомагнитными условиями по шкале от 0 до 9. Индекс A представляет собой усредненную меру геомагнитной активности, он выводится из индексов K и принимает значения от 0 до 400.

В свободном доступе также находятся результаты прогноза состояния солнечной активности, межпланетной среды и общего состояния магнитосферы Земли. Наиболее известные центры подготовки такого прогноза: Центр Космических Прогнозов (SEC/NOAA, Боулдер); Австралийское Бюро Прогнозов (IPS), Европейский центр космической погоды (SIDC, Бельгия); Канадская солнечно-земная служба (STD);

Российские центры прогнозов геофизической обстановки (ИЗМИРАН, ИПГ). Вследствие сложности солнечно – земных событий, допускающих различные интерпретации и выводы, прогнозы, выполняемые на основе одних и тех же данных, существенно различаются.

2.2 Данные о влагосодержании атмосферы и параметрах облаков проекта ISCCP

Проект спутниковых наблюдений International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), начатый 1 июля 1983 г., включает сбор спутниковых измерений в видимой и инфракрасной областях спектра и определение на их основе глобального распределения облаков, суточных, сезонных и межгодовых вариаций их количеств и свойств. На сегодняшний день ISCCP - один из наиболее длинных и полных рядов данных для оценки характеристик облачности. Структура сбора данных в ISCCP представлена на рисунке 2.1.

Система ISCCP включает в себя группировку оперативных метеорологических спутников, представленную в таблице 2.1. В группировку входят полярно-орбитальные спутники NOAA и геостационарные спутники: GMS, GOES, Meteosat, Insat, MTSAT-1R. Излучение измеряется в двух спектральных каналах – видимом на длине волны 0.6 мкм и ИК на 11 мкм. Временное разрешение составляет 3 ч, пространственное – 4–7 км, Каждый пиксел помечается либо облачным, либо безоблачным [98].

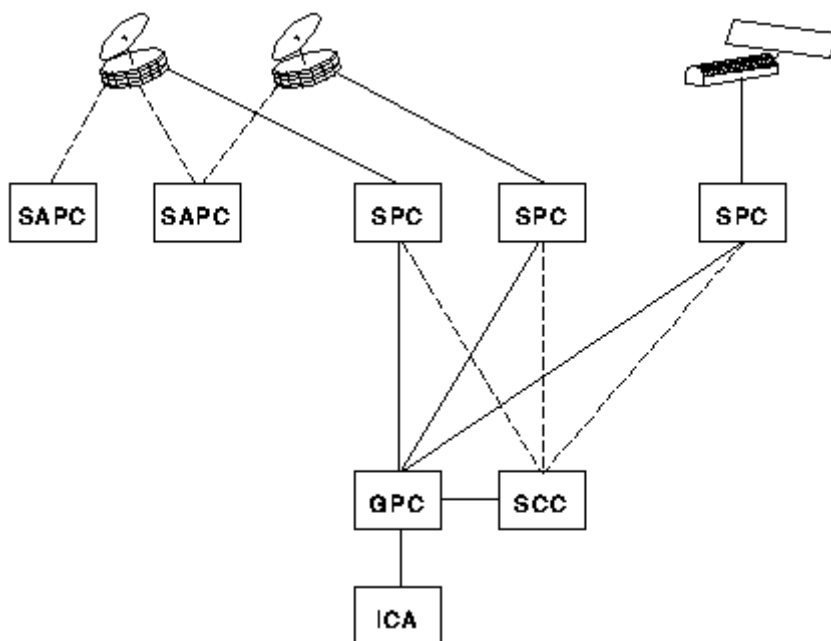


Рисунок 2.1 - Структура сбора данных в ISCCP: SPC - Satellite Processing Center; SAPC – Special Area Processing Center; GPS - Global Processing Center; SCC - Satellite Calibration Center; ICA - ISCCP Central Archive [71]

Центр обработки спутниковых данных SPC осуществляет сбор «сырых» спутниковых снимков, их сжатие и огрубление до разрешения 30 км на пиксел и осреднение за трехчасовой период. Далее эти данные уровня В2 поступают в Центр глобальной обработки GPC. Центр калибровки спутниковых данных SCC согласует данные различного пространственного разрешения с полярных и геостационарных спутников, полученные коэффициенты калибровки передаются в GPC. GPC осуществляет сбор глобальных данных, анализ этих данных с целью получения климатических оценок облачности и направление полученных продуктов в архив. Все продукты ISCCP архивируются в центральном архиве ISCCP ICA, где и публикуются.

Таблица 2.1- Спутники в системе ISCCP

Метеорологические спутники	Используемые данные	
	начало периода	конец периода
GMS1	01/1984	06/1984
GMS2a	07/1983	01/1984
GMS2b	06/1984	09/1984
GMS3	09/1984	11/1989
GMS4	12/1989	06/1995
GMS5	06/1995	04/2003
GOES5	07/1983	07/1984
GOES6	07/1983	01/1989
GOES7	04/1987	12/1995
GOES8	05/1995	03/2008
GOES9A	01/1996	07/1998
GOES9B	05/2003	10/2005
GOES10	08/1998	06/2006
GOES11	07/2006	по настоящее время
GOES12	03/2003	по настоящее время
INSAT1b	04/1988	03/1989
METEOSAT2	07/1983	08/1988
METEOSAT3a	08/1988	01/1991
METEOSAT3b	05/1992	04/1995
METEOSAT4	06/1989	02/1994
METEOSAT5a	02/1994	02/1997
METEOSAT5b	07/1998	01/2007
METEOSAT6	03/1997	05/1998
METEOSAT7	06/1998	по настоящее время
METEOSAT8	06/2006	05/2007
METEOSAT9	05/2007	по настоящее время

Метеорологические спутники	Используемые данные	
	начало периода	конец периода
MTSAT1R	11/2005	по настоящее время
NOAA7	07/1983	02/1985
NOAA8	10/1983	06/1984
NOAA9	01/1985	04/1988
NOAA10	12/1986	09/1991
NOAA11	11/1988	08/1994
NOAA12	09/1991	12/1998
NOAA14	01/1995	09/2001
NOAA15	01/2000	07/2000
NOAA16	10/2001	12/2005
NOAA17	07/2002	по настоящее время
NOAA18	01/2006	по настоящее время

Наиболее востребованы для использования данные ISCCP уровня D2 – среднемесячные значения характеристик облачности на регулярной сетке $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Согласно [94] погрешность этих данных не превышает 5%, за исключением летнего времени, когда для полярных регионов она может достигать 10%.

Среднегодовые значения облачности над сушей и океаном, только над океаном и только над сушей представлены в таблице 2.2. В таблице указаны глобальные значения и отдельно для полушарий.

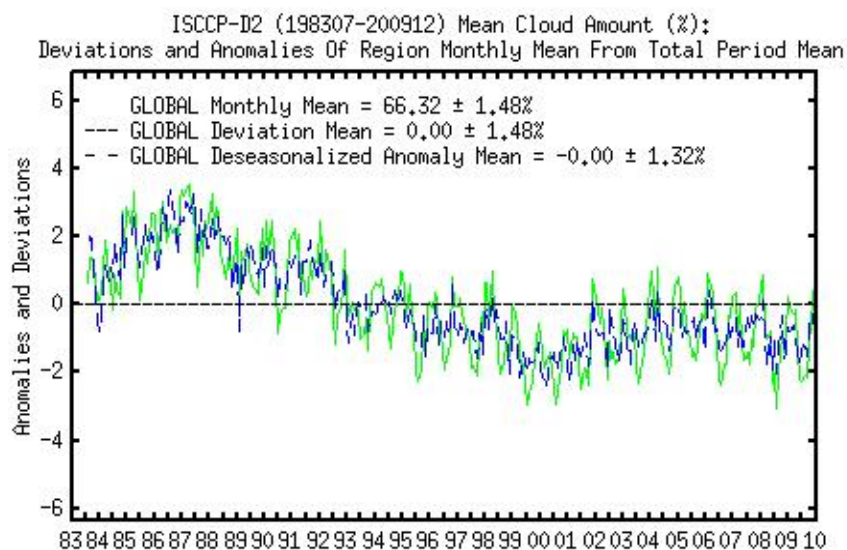
Таблица 2.2- Среднегодовые значения облачности ISCCP D2, в % [94]

ISCCP D2		Глобальное осреднение	Северное полушарие	Южное полушарие
Над сушей и океаном	Среднегодовые значения СКО	66 1.2	64 1.4	0.69 1.1

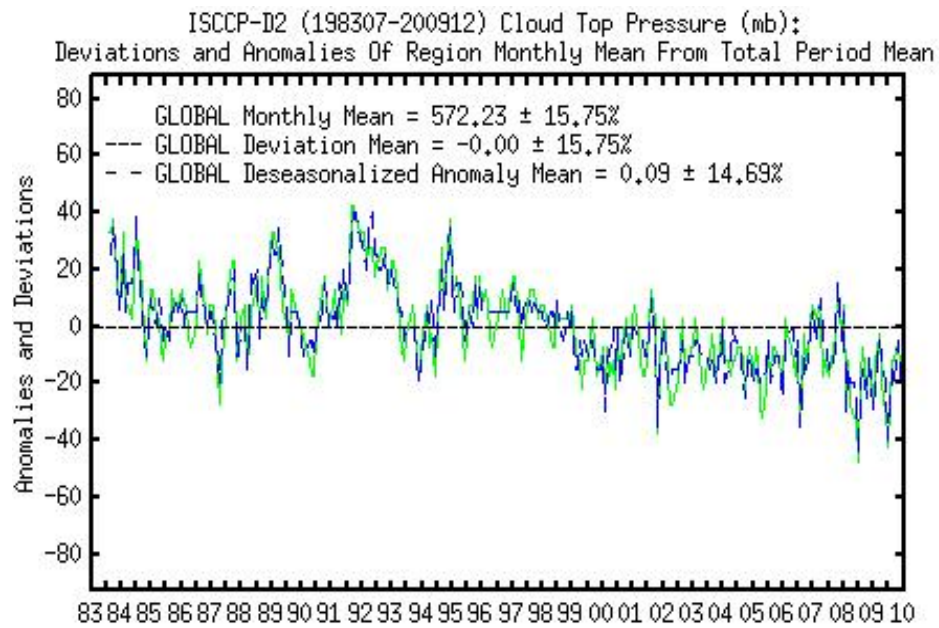
ISCCP D2		Глобальное осреднение	Северное полушарие	Южное полушарие
Над океаном	Среднегодовые значения	70	68	72
	СКО	1.3	1.7	1.1
Над сушей	Среднегодовые значения	57	58	54
	СКО	1.1	1.1	1.4

Результаты временного и пространственного восстановления в ISCCP таких параметров, как общее количество облаков, высоты верхней границы облачности, оптической толщины по алгоритмам, приведенным в работах [95], представлены на рисунках 2.2 и 2.3. Полученные данные сравниваются с наземными измерениями в [96-98].

а)



б)



в)

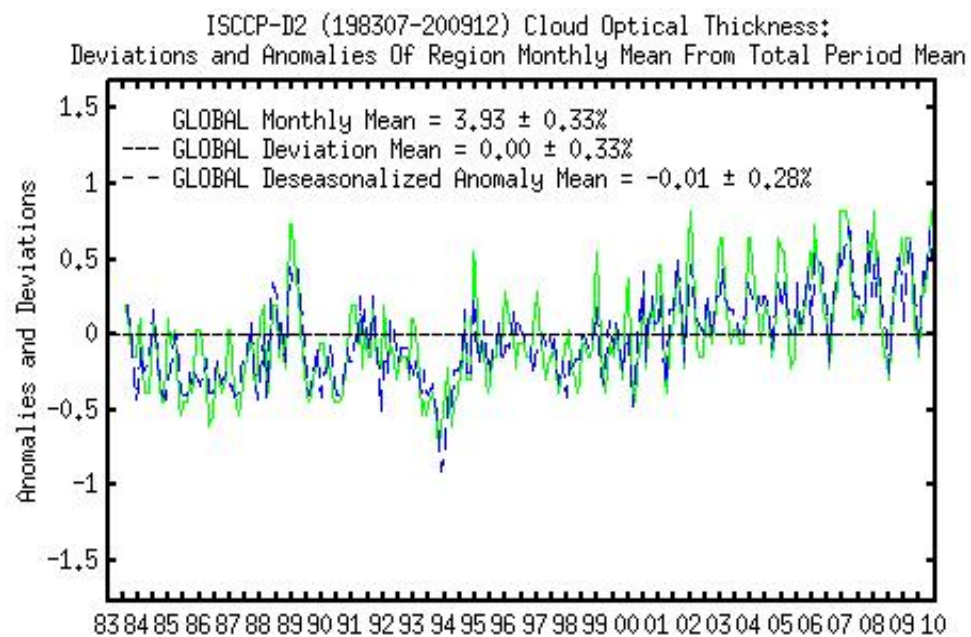
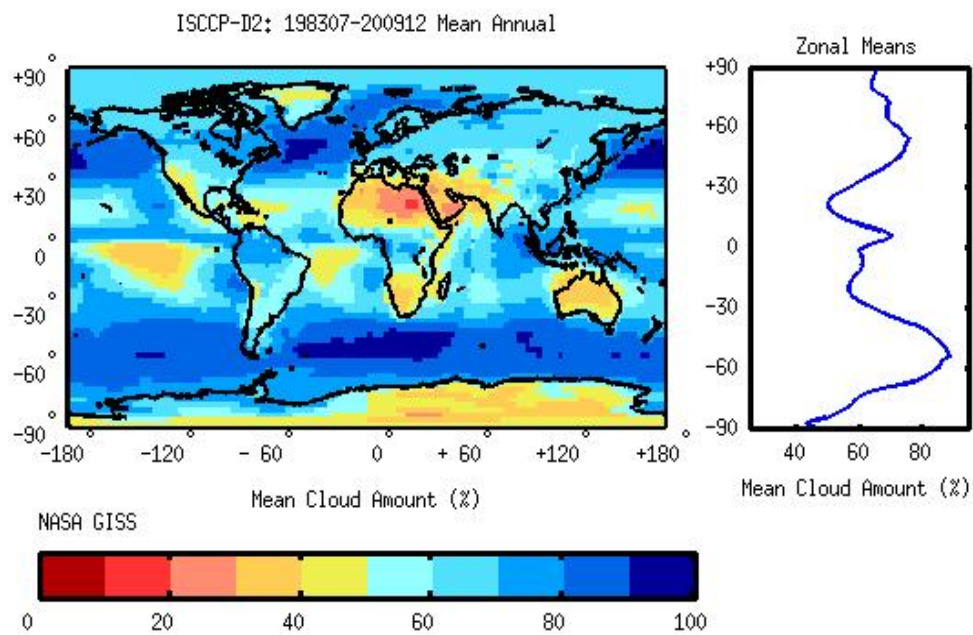


Рисунок 2.2 - Временной ход отклонения среднего количества облаков (а), давления на верхней границе облачности (б), оптической толщины облаков (в), полученные в проекте ISCCP за период с 1983 по 2009 [95]

a)



б)

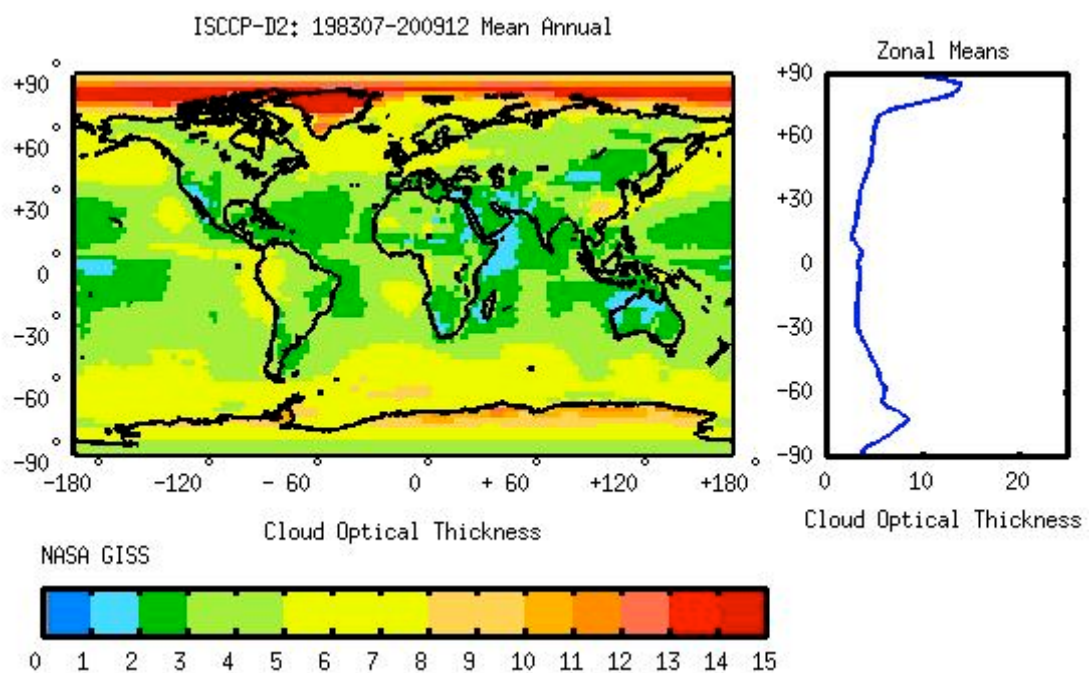


Рисунок 2.3 - Пространственное распределение среднего балла облачности (а) и оптической толщины облачности (б), полученные в проекте ISCCP за период с 1983 по 2009 [95]

На основе восстановленных в проекте ISCCP значений параметров облаков и влагосодержания атмосферы возможно получение вторичных

продуктов. Так, в [94] идентифицированы семь типов облаков на основе значений давлений на верхней границе и оптической толщины в соответствии со схемой, представленной на рисунке 2.4. Выделение трех ярусов облачности осуществляется по следующим значениям давления на верхней границе: верхний ярус - менее 440 гПа; средний ярус - от 440 до 680 гПа; нижний ярус - более 680 гПа

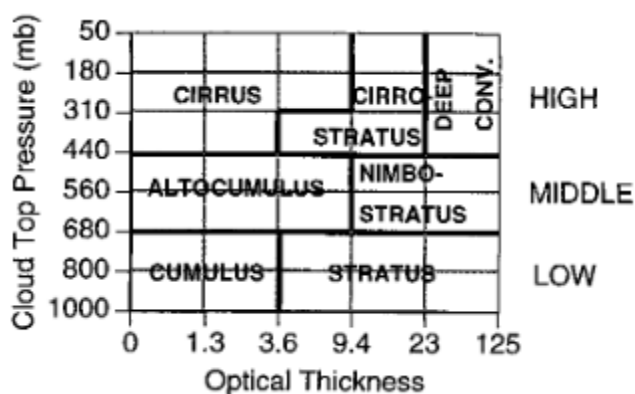


Рисунок 2.4 - Идентификация типов облаков по данным проекта ISCCP [94]

Линейная аппроксимация площади глобальной облачности по данным ISCCP [99], выполненная Авакяном в работе [71] и представленная на рисунке 2.5, позволила автору подтвердить влияние вековых трендов отдельных характеристик солнечно-геомагнитной активности. Период с 1983 по 1985/87 гг (обозначен цифрой «1» на рисунке 2.5): рост облачности в связи с увеличением активности Солнца в коротковолновой области [100], возрастанием aa-индекса геомагнитной активности и числа мировых магнитных бурь. Период с 1987 по 2000 г. (цифра 2): падение потока короткого солнечного УФ-излучения [101] и числа вспышек на Солнце [102]; Период с 2000 по 2003 г. (цифра 3): непрерывное увеличение aa-индекса. Период с 2004 г. (цифра 4): общее уменьшение aa-индекса, числа мировых магнитных бурь и коротковолновой электромагнитной активности Солнца. Снижение распространенности облачности в глобальном масштабе после 1987 г. и 2003 г. соответствует уменьшению солнечной и геомагнитной активности. По данным о соотношении количества облачности

разных ярусов [103, 104] в период 2000–2004 гг. отмечено двойное увеличение вклада облаков верхнего и среднего ярусов в общую облачность по сравнению с периодом 1985–1999 гг.

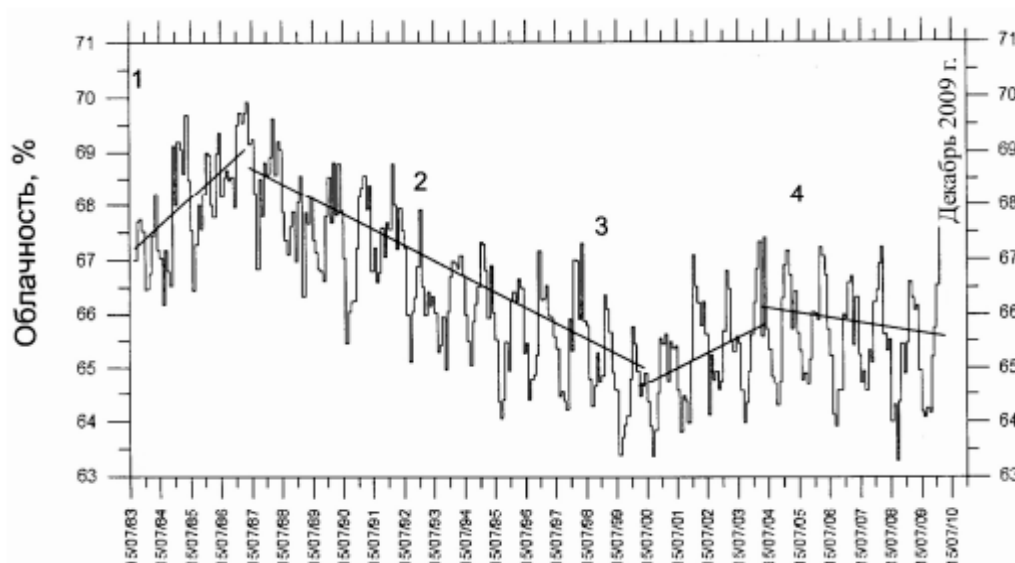


Рисунок 2.5 - Линейная аппроксимация площади глобальной облачности по данным ISCCP [71]

В работе Чернокульского [105] проведен пространственный анализ различий между проектом ISCCP и наземными данными, а также между другими базами данных. Чернокульский отмечает наибольшие различия между данными наблюдений в полярных регионах (особенно в зимний период), а также над субтропическими пустынями.

Для анализа пространственных различий между данными удобно использовать диаграммы Тейлора [106]. В работе [105] на таких диаграммах одновременно отображены основные статистические характеристики пространственного распределения наиболее используемых баз данных – рисунок 2.6, для чего пространственное разрешение данных приводилось к единому ($5^\circ \times 5^\circ$). Данные всех баз сравнивались с опорной, в качестве которой была выбрана база данных наземных наблюдений EECRA. Угловая координата на диаграмме Тейлора характеризует пространственный коэффициент корреляции между данными EECRA и другими базами,

радиальная координата равна СКО по пространству (нормированное на СКО EECRA). Данные проекта ISCCP отмечены на диаграмме Тейлора точкой с символом «I».

Как следует из диаграммы, среднегодовые значения облачности по данным проекта ISCCP хорошо согласуются с наземными данными. Лучшее согласие отмечено над океаном (коэффициент корреляции чуть выше 0.9), при этом данные ISCCP имеют большее СКО по пространству над океаном, по сравнению с наземными наблюдениями. Над сушей согласие между данными чуть ниже 0.9, а значения СКО близки между спутниковыми и наземными наблюдениями.

Отмечена также зависимость коэффициента пространственной корреляции между спутниковыми и наземными наблюдениями суши от сезона, что связано с ошибками детектирования облачности со спутников в зимний период на фоне снежного покрова. Для облачности над океаном зависимость от сезона не проявляется.

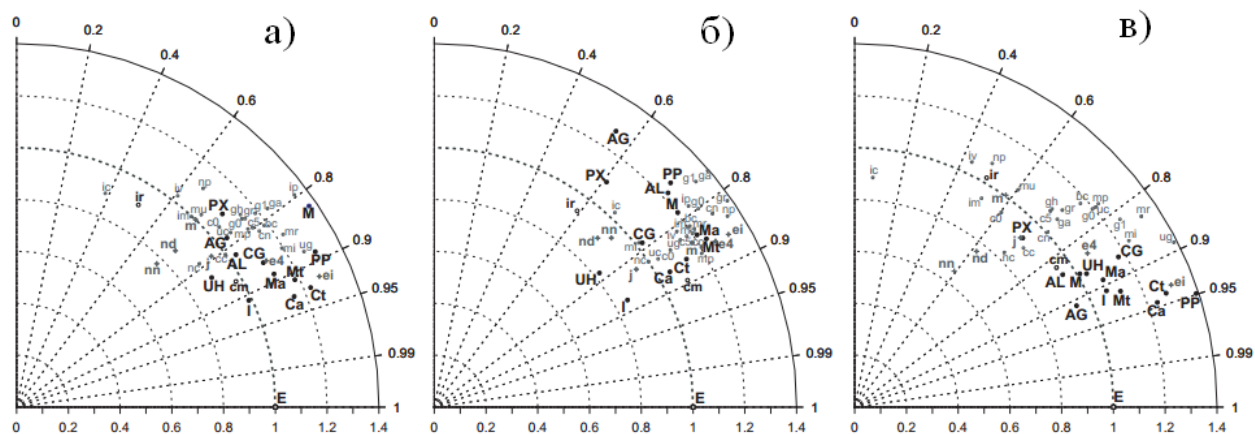


Рисунок 2.6 - Диаграммы Тейлора общего количества облаков между данными наземных наблюдений EECRA и другими данными по среднегодовым значениям для суши и океана (а), только для суши (б) и только для океана (в) [105]. Данные проекта ISCCP отмечены точкой с символом «I»

2.3 Данные о скорости испарения и количестве осадков проекта HOAPS

Проект HOAPS - единственная общедоступная система спутниковых данных предоставляющая глобальные значения испарения и осадков и, следовательно, потоков пресной воды на период 1987-2005 гг. [107].

Основная часть данных проекта HOAPS формируется спутниковой системой DMSP, содержащей радиометрические микроволновые многоканальные приборы SSM/I. Спутники серии DMSP были запущены в рамках космической метеорологической программы Министерства обороны США. С 1992 г. радиометрические данные этой программы рассекречены и общедоступны. Космические аппараты серии постоянно восполняются; сейчас принимается информация со спутников F10–F15.

Спутники серии DMSP имеют солнечно-синхронную квазиполярную круговую орбиту наклонением 98.8° и высотой около 850 км [108]. Период одного витка 102 мин. Каждый спутник серии совершает 14.2 оборота в сутки. Глобальное покрытие Земли осуществляется примерно за трое суток. Схема сканирования радиометра SSM/I, установленного на спутниках DMSP, представлена на рисунке 2.7. Ширина полосы обзора SSM/I составляет 1400 км, физический размер элемента разрешения находится в пределах 12.5 – 25.0 км в зависимости от спектрального канала и широты. Общая погрешность определения координат элемента разрешения достигает 20–30 км и снижается до 5 км при использовании специальной коррекции [109].

Приборы SSM/I регистрируют излучение на четырех частотах, несущее информацию о разных физических объектах. Характеристики каналов SSM/I представлены в таблице 2.3.

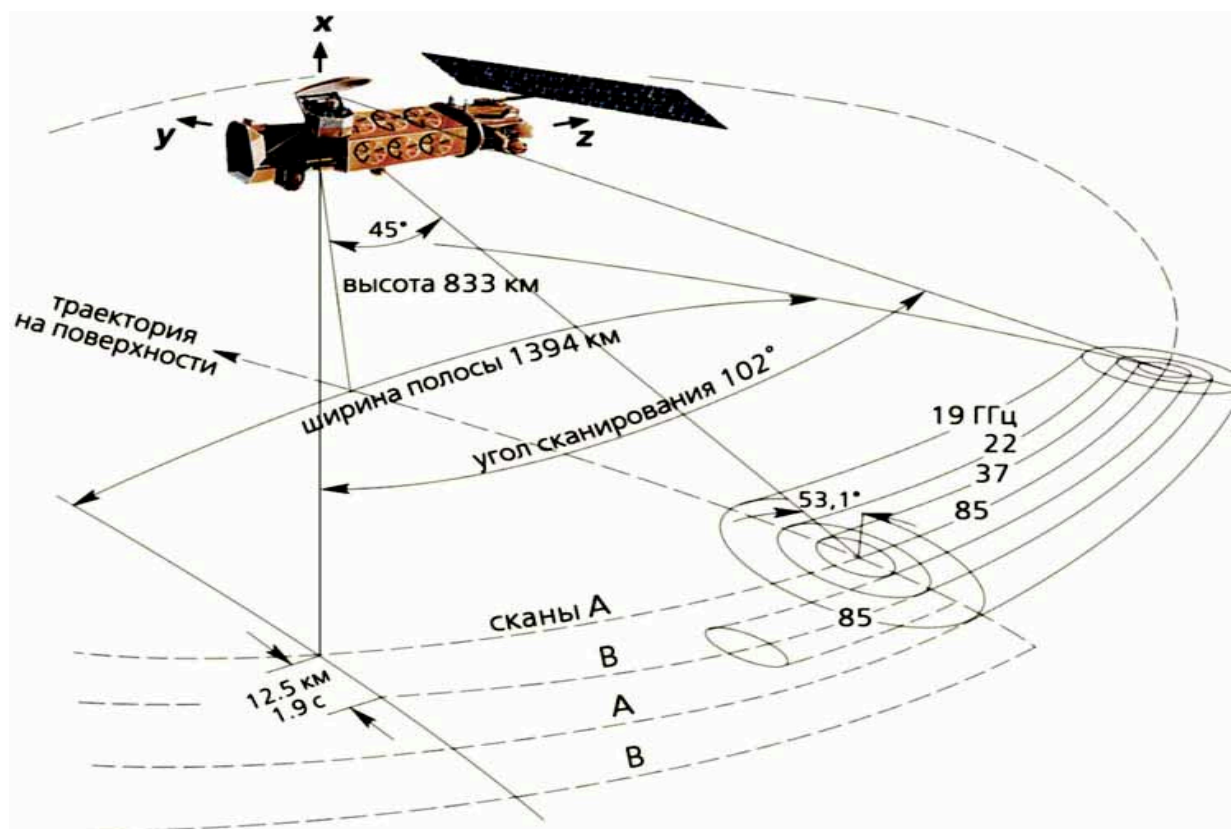


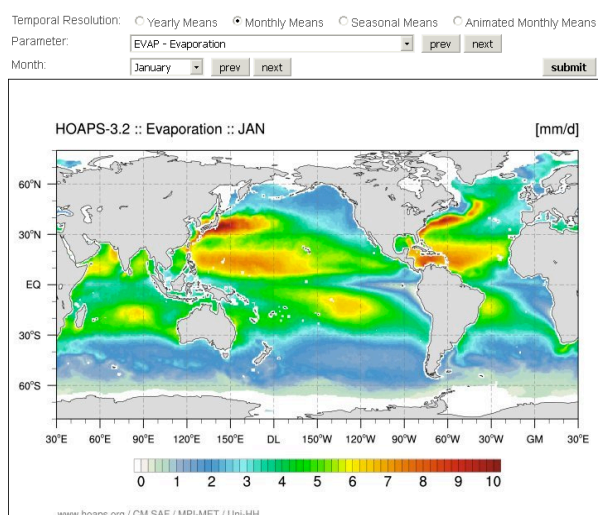
Рисунок 2.7 - Схема сканирования многоканального радиометра SSM/I, установленного на спутниках серии DMSP [109]

Таблица 2.3 - Частоты многоканальных радиометров SSM/I и физические объекты, информация о которых регистрируется в рамках программы DMSP

Частота, ГГц	Длина волны, см	Физические объекты
19.35	1.58	Видимая поверхность: континенты, Мировой океан, наиболее плотные облачные структуры (с жидкими осадками)
22.24	1.35	Интегральный влагозапас (водяной пар) тропосферы
37.00	0.81	Интегральный водозапас тропосферы
85.50	0.35	Интегральный водозапас тропосферы, включая жидкие и кристаллические осадки

Данные каналов радиометров SSM/I используются также для определения водозапаса отдельных облачных структур и зон интенсивного выпадения осадков, скорости испарения, оценки потоков тепла и импульса [109]. На рисунках 2.8 и 2.9 представлены продукты HOAPS: глобальное распределение среднего испарения за период 1988-2008 гг. и средние осадки за тот же период.

HOAPS-3.2 Climatological Means 1988-2008



HOAPS-3.2 Climatological Means 1988-2008

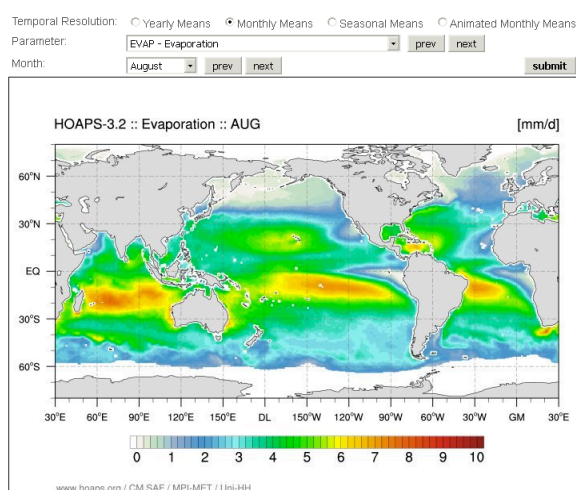


Рисунок 2.8 - HOAPS: глобальное распределение среднего испарения за период 1988-2008 гг.

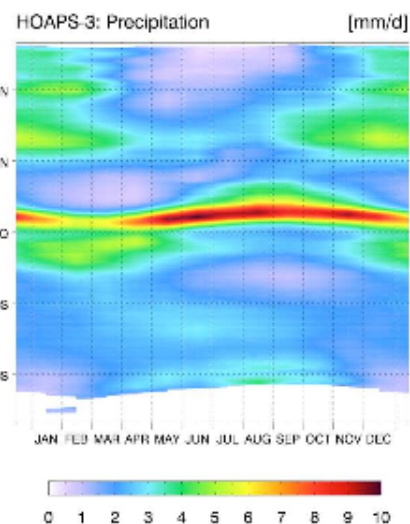
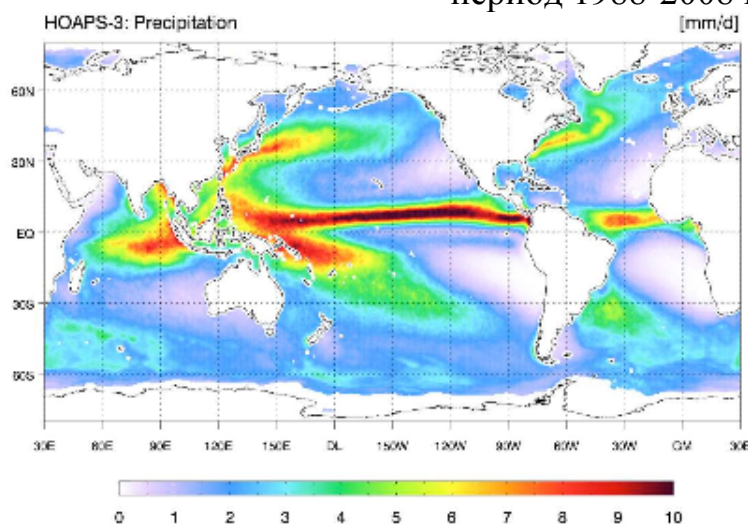


Рисунок 2.9 - HOAPS: глобальное распределение средних осадков за период 1988-2008 гг. [107]

Количество осадков рассчитывается с использованием метода нейронных сетей [110], скорость испарения вычисляется следующим образом:

$$E = \frac{\rho L_E C_E u (q_s - q_a)}{L_E \rho_0}$$

где L_E - скрытая теплота парообразования; q_s - удельная влажность насыщения; u - скорость ветра у поверхности; C_E - число Дальтона (коэффициент влагообмена); ρ, ρ_0 - плотность воздуха и воды.

Осадки P и испарение E - основные элементы водного баланса в системе атмосфера – деятельная поверхность:

$$\Delta Q = P - E + \Delta W,$$

где ΔQ - изменение полного потока влаги в атмосфере, ΔW - изменение влагосодержания атмосферы.

По изменению влагосодержания атмосферы возможно оценить «климатический» сток ($P-E$).

В формулу для глобального баланса влаги над сушей добавляется компонент, характеризующий сток с поверхности R :

$$P = E + R.$$

Осадки в отличие от испарения из всех компонент водного баланса являются наиболее изученным и сравнительно легко измеряемым элементом.

База данных HOAPS-3 представлена в трех видах [107].

HOAPS-G содержит осредненные ежемесячные данные по измерениям микроволнового сканера SSM/I со всех доступных за время наблюдения спутников. Данные представлены в узлах регулярной сетки с шагом 0.5 градусов.

HOAPS-C. Данные в этом архиве имеют более высокое временное и сниженное пространственное разрешение. Каждая ячейка регулярной сетки с шагом в 1 градус содержит измерения двух ежедневных пролетов спутника.

HOAPS-S содержит все восстановленные физические параметры с исходным разрешением сканера SSM/I отдельно по каждому спутнику. Данные HOAPS-S используются в качестве входных к базам HOAPS-G и HOAPS-C и могут быть доступны пользователю только по его запросу через электронную почту за ограниченный период времени.

2.4 Данные о количестве осадков проекта GPCP

Международный проект по климатологии осадков GPCP предоставляет данные об осадках, полученных как наземными, так и спутниковыми методами с 1979 года по настоящее время. Имеются ежедневные и осредненные по пятидневкам данные в узлах регулярной сетки $2.5 \times 2.5^\circ$ (1979-2000 гг.), а также данные в сетке $1 \times 1^\circ$ (1997-2000 гг.) [111].

Поскольку источником данных проекта GPCP являются не только спутниковые данные, но и более чем 6000 наземных станций, GPCP считается наиболее надежным в сравнении с другими базами. Среди спутниковых наблюдений используются результаты измерений уходящей инфракрасной радиации такими спутниковыми системами, как геостационарные GOES (США), Meteosat (Европа), GMS (Япония) и полярные NOAA (США).

Вычисление осадков над океанами основано на измерении микроволновой радиации в канале 19 ГГц, над сушей – в канале 85 ГГц, полученных с помощью микроволнового сенсора SSM/I спутника DMSP, а также зондировщиков AIRS спутника Aqua и TOVS спутника TIROS.

Значения среднегодовой глобальной интенсивности осадков проекта GPCP над сушей и океаном, только над сушей и только над океаном, представлены в таблице 2.4.

Таблица 2.4 - Среднегодовая глобальная интенсивность осадков (мм/сут) в GPCP [111], осредненная за 20 лет (1979-1998 гг.) и средние абсолютные отклонения от среднего значения

GPCP	Над сушей и океаном	Над океаном	Над сушей
Среднегодовые значения	2.60	2.85	2.03
Отклонения от среднего значения	-0.18	-0.21	-0.08

Пространственное распределение осадков иллюстрирует рисунок 2.10, а их временная динамика за период 1995-2000 г. представлена на рисунке 2.11. Данные, относящиеся к проекту GPCP, отражает кривая 1 рисунка 2.11.

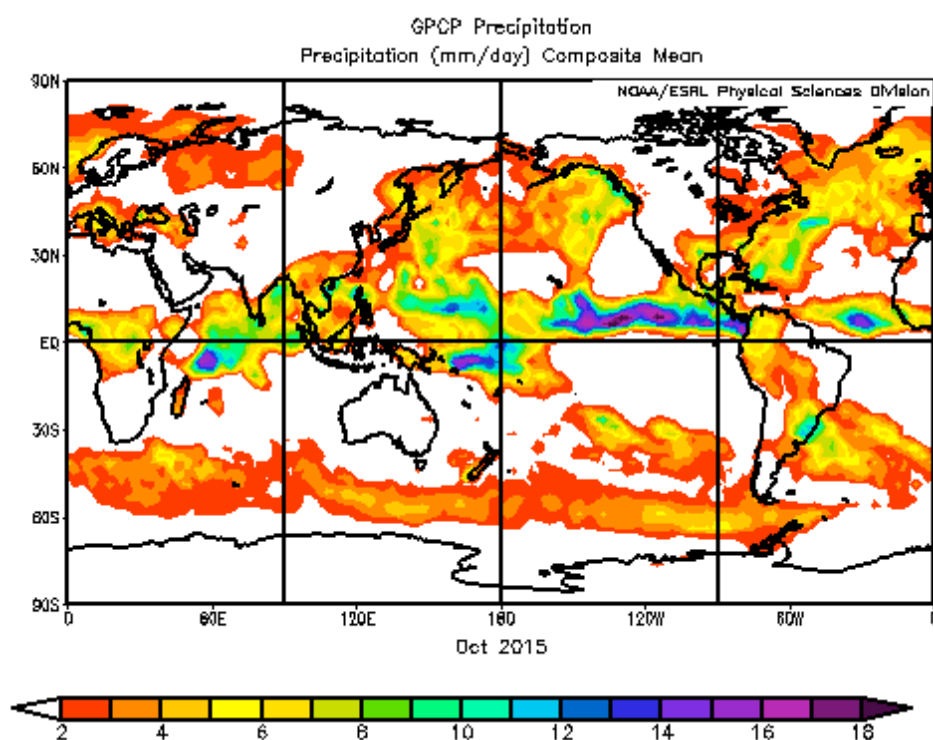


Рисунок 2.10 - GPCP: Пространственное распределение интенсивности осадков [111]

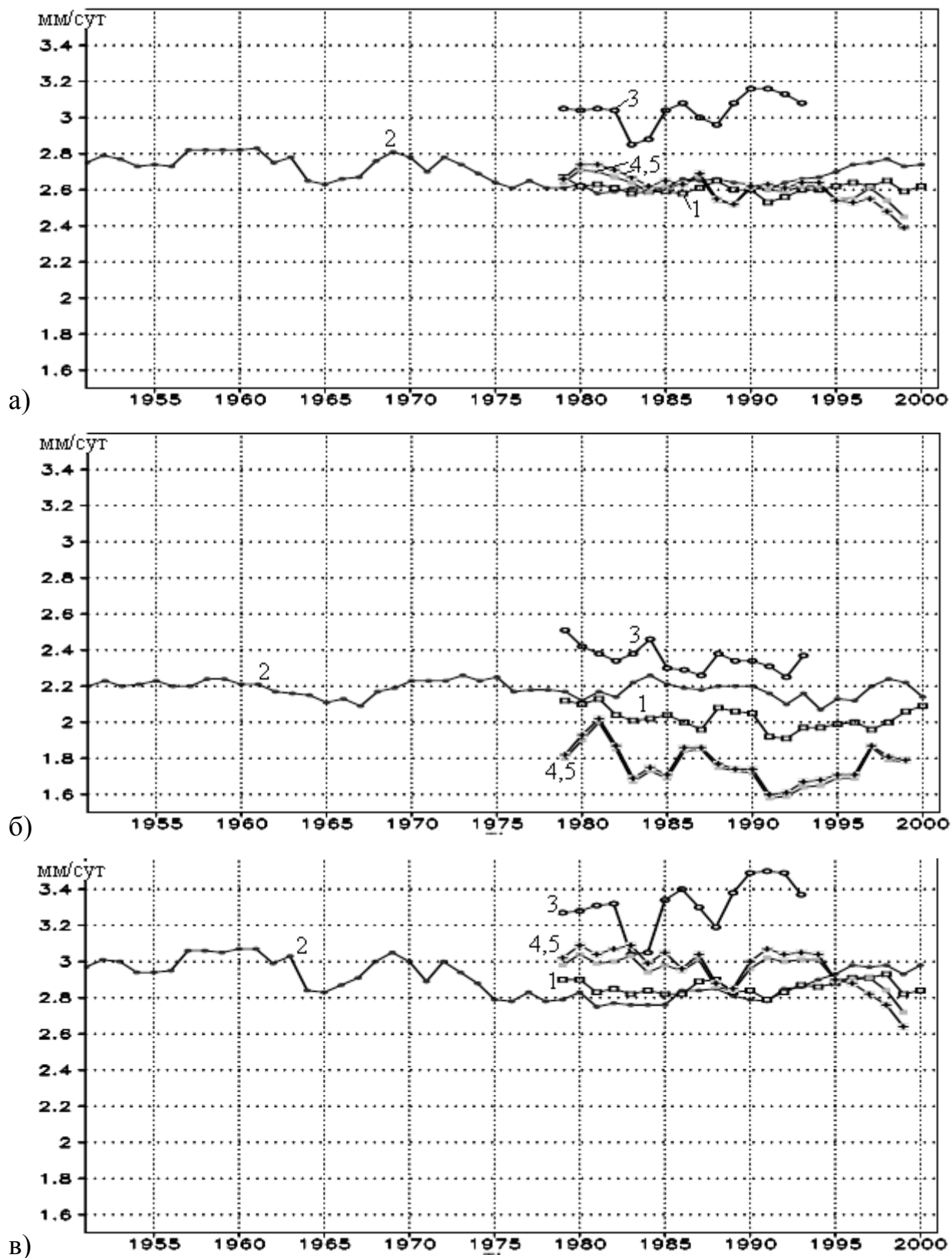


Рисунок 2.11 - Динамика глобальной среднегодовой интенсивности осадков в мм/сут над всей поверхностью Земли (а), над сушей (б), над океанами (в)

[112]: 1 – GPCP; 2 –NCAR/NCEP; 3 –ECMWF; 4 и 5 – CMAP

В работе [112] выполнено сравнение имеющихся глобальных данных по осадкам и испарению с целью оценки надежности этих данных и возможности использования их в качестве эталонов для валидации моделей общей циркуляции атмосферы. Для сравнения помимо GPCP взяты следующие архивы осадков:

- данные реанализа NCAR/NCEP [114], использующего численное моделирование. Эти данные охватывают промежуток с 1948 по 2000 г. и содержат ежедневные и среднемесячные данные в сетке $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Данные, относящиеся к проекту NCAR/NCEP, отражает кривая 2 на рисунке 2.11.
- данные реанализа ECMWF [115], которые также являются продуктом схемы усвоения данных, в которой используется численное моделирование. Эти данные охватывают промежуток с 1979 по 1993 г. и содержат ежедневные данные в узлах сетки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Данные, относящиеся к проекту ECMWF, отражает кривая 3 на рисунке 2.11.
- данные проекта SMAP [116] включают два архива, в один из которых включены спутниковые измерения, другой помимо спутниковых измерений содержит результаты численного моделирования. Наборы данных сопровождаются массивами относительных ошибок. Данные охватывают промежуток времени с 1979 по 2000 г. и содержат среднемесячные и средние за пять дней данные в узлах регулярной сетки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Данные проекта SMAP обозначены цифрами 4 и 5 на рисунке 2.11.

Как показал проведенный анализ, глобальная интенсивность осадков по всем проектам составляет около 2.7 мм/сут, что подтверждает график на рисунке 2.11., за исключением реанализа ECMWF. Следует отметить, что во всех рассматриваемых архивах интенсивность осадков над океанами превышает таковую над сушей. Осредненные кривые интенсивности по суше и океанам примерно параллельны друг другу.

По критерию стабильности СКО интенсивности осадков по Земле [112, 113] наиболее надежными данными являются данные по осадкам проекта GPCP, т.к. они имеют наименьшую временную изменчивость.

2.5 Результаты численного моделирования параметров гидрологического цикла с помощью модели климата Planet Simulator

Исследование климатических изменений — одна из важнейших фундаментальных проблем современной науки. Глобальная крупномасштабная модель промежуточной сложности «Planet Simulator» разработана в Метеорологическом институте Гамбургского университета для проведения численных экспериментов по динамике климата на Земле и схожих с ней планетах Солнечной системы. «Planet Simulator» представляет собой виртуальную лабораторию для изучения фундаментальных динамических и термодинамических процессов, ответственных за долгосрочную стабильность климатической системы. Кроме того, «Planet Simulator» позволяет исследовать причины резких изменений климата, оценивать влияние таких экстремальных событий, как вулканические извержения и др.

Модель «Planet Simulator» включает следующие вычислительные блоки [117, 118]:

- атмосферный;
- океанический;
- биосферный;
- поверхности суши и морского льда.

Есть возможность отключения одного или нескольких блоков.

Данная модель может использоваться на широком спектре временных масштабов до 10000 лет. Модель «Planet Simulator» воспроизводит все необходимые для исследований климатообразующие процессы, имеет открытый программный код. Также она нетребовательна к аппаратному обеспечению: способна запускаться на персональных компьютерах под операционной системой Windows, а также рабочих станциях под UNIX, Solaris, Linux, MAC OS.

При работе с моделью наиболее применим ансамблевый подход, характеризующийся проведением многократных прогонов моделирования с использованием различных начальных условий, что исключает зависимость результата от ошибок в исходных условиях.

Стартовая панель модели, скриншот которой представлен на рисунке 2.12, позволяет выбрать географические параметры, режимы редактирования и т.д.

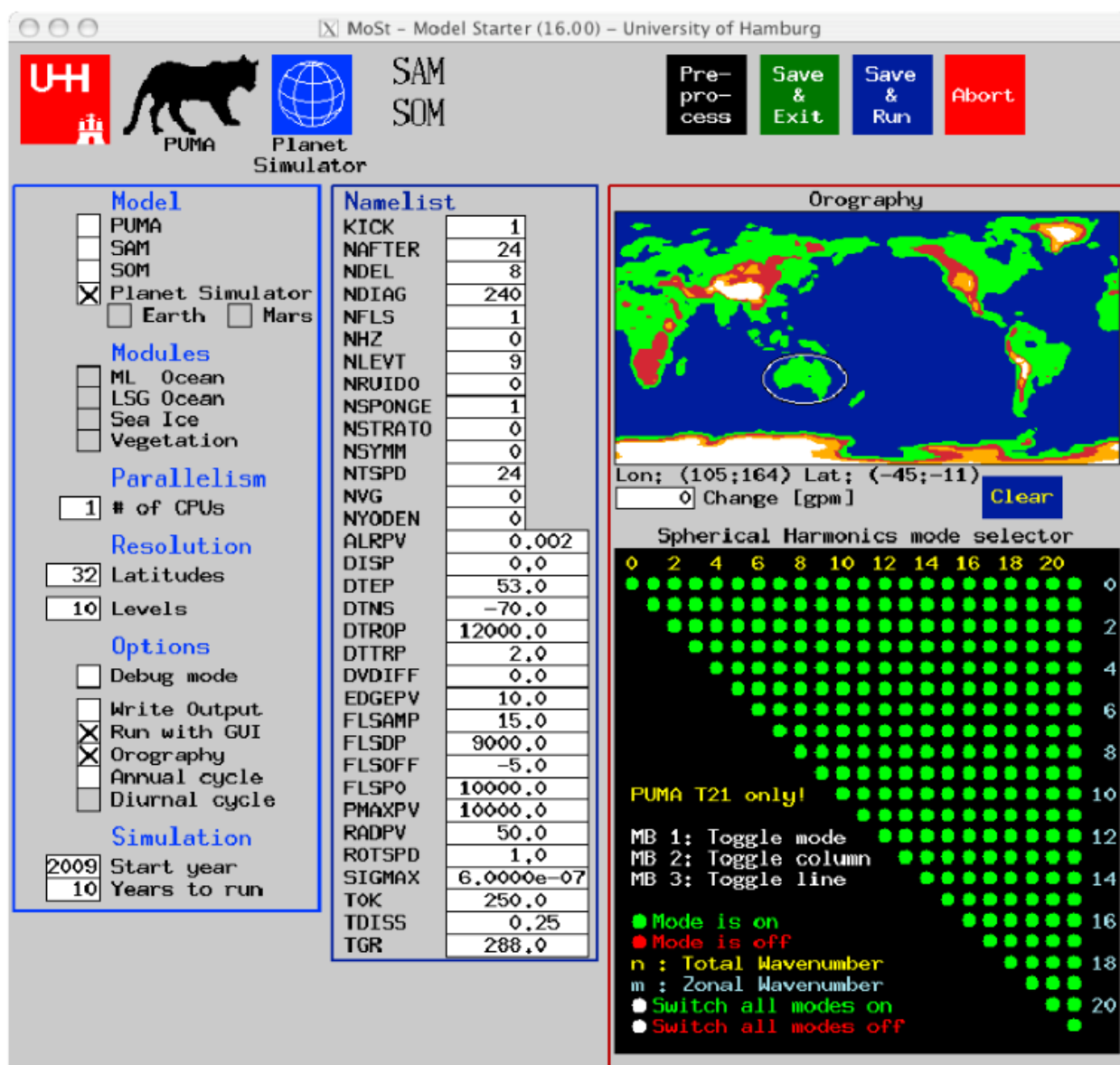


Рисунок 2.12 - Стартовая панель модели Planet Simulator

Запуск моделирования может быть осуществлен в интерактивном режиме с помощью графического пользовательского интерфейса GUI. GUI служит как для настройки параметров во время проведения эксперимента, так и для визуализации его результатов. Пример использования GUI представлен на рисунке 2.13.

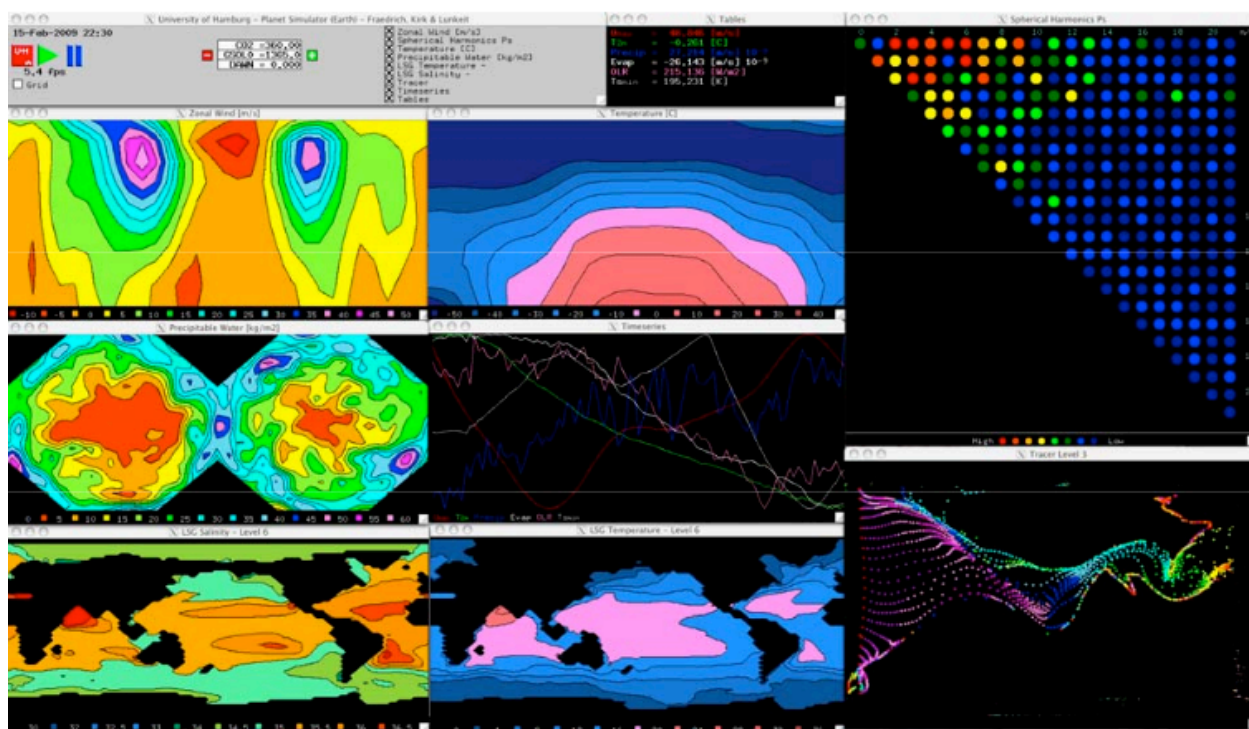


Рисунок 2.13 - Панель GUI содержит управляющее окно, вертикальные разрезы, временные ряды и другие графики

В результате численных расчетов по модели PlanetSim получено количество глобальных осадков, временной ход которого представлен на рисунке 2.14. Для сравнения на рисунке 2.14 приведена кривая значений влагосодержания, рассчитанного за этот же период. Заметна симметричность в ходе кривых. Таким образом, увеличение осадков, способствуя усилению испарения, приводит к увеличению содержания водяного пара в атмосфере, что, в свою очередь, провоцирует интенсификацию осадков.

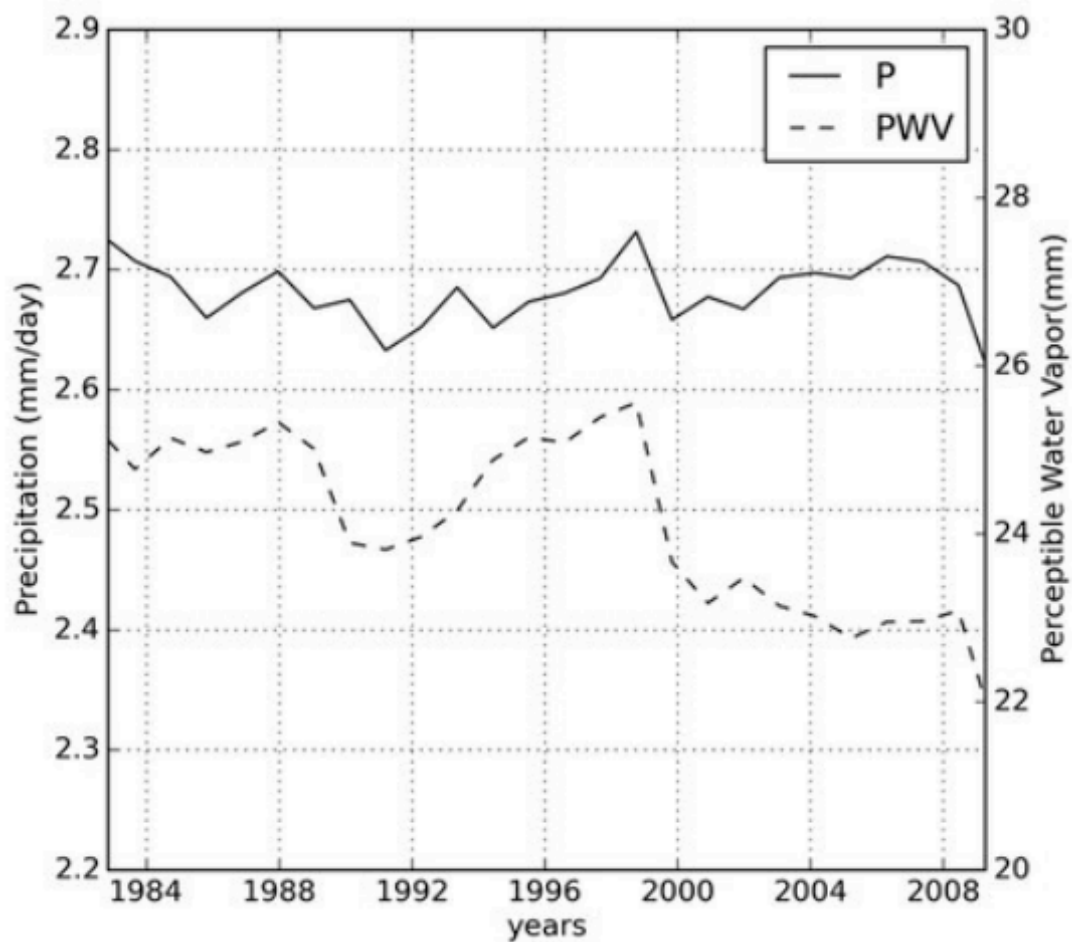


Рисунок 2.14 - Динамика глобального влагосодержания (мм) и количества осадков (мм/сутки) с 1983 по 2008 гг.

С помощью численной модели Planet Simulator за десятилетний период получен временной ход скорости испарения и интенсивности осадков, представленный на рисунке 2.15. Следует отметить равенство значений скорости испарения и интенсивности осадков, следовательно, в среднем сумма скоростей испарения и выпадения осадков близка к нулю.

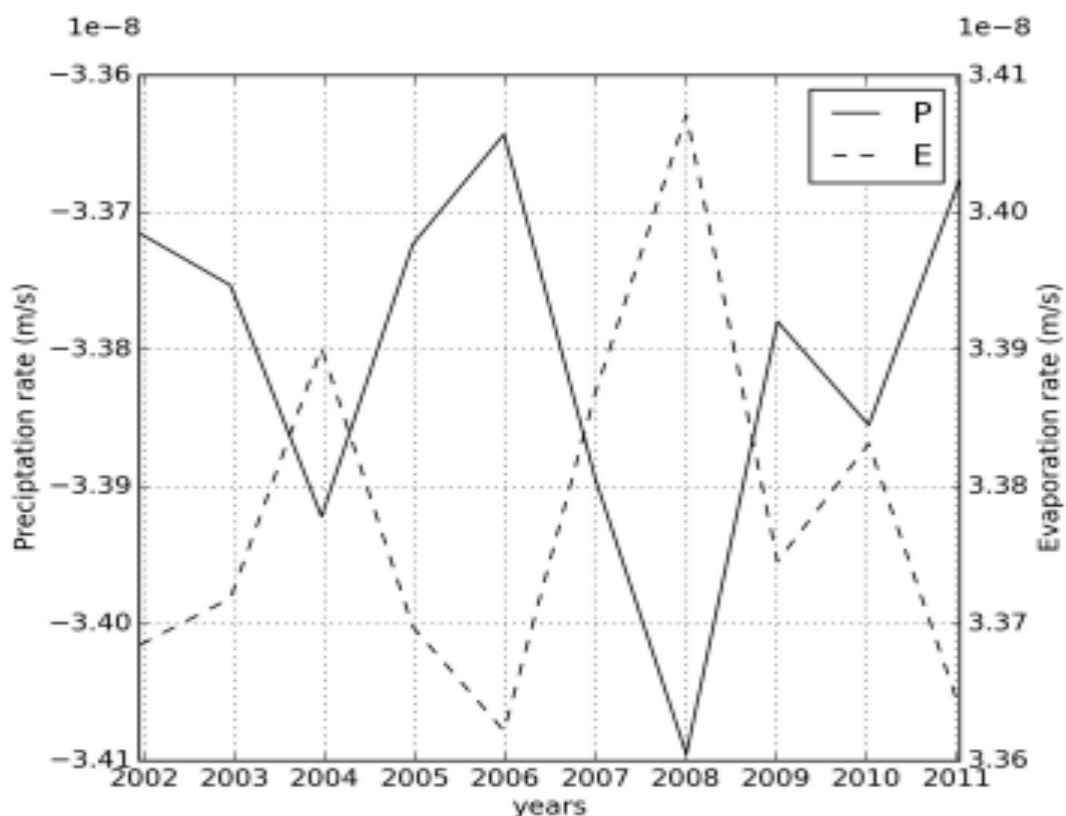


Рисунок 2.15 – Динамика скорости испарения и интенсивности осадков, полученные по численной модели Planet Simulator

На рисунке 2.16 представлен временной ход вариаций среднегодового испарения и среднегодовые значения ПСМ за период с 1983 по 2008 гг., а на рисунке 2.17 – оценки испарения как функция ПСМ. Как следует из графика на рисунке 2.17, между испарением и ПСМ наблюдается высокая отрицательная корреляция с коэффициентом -0.73 ± 0.26 .

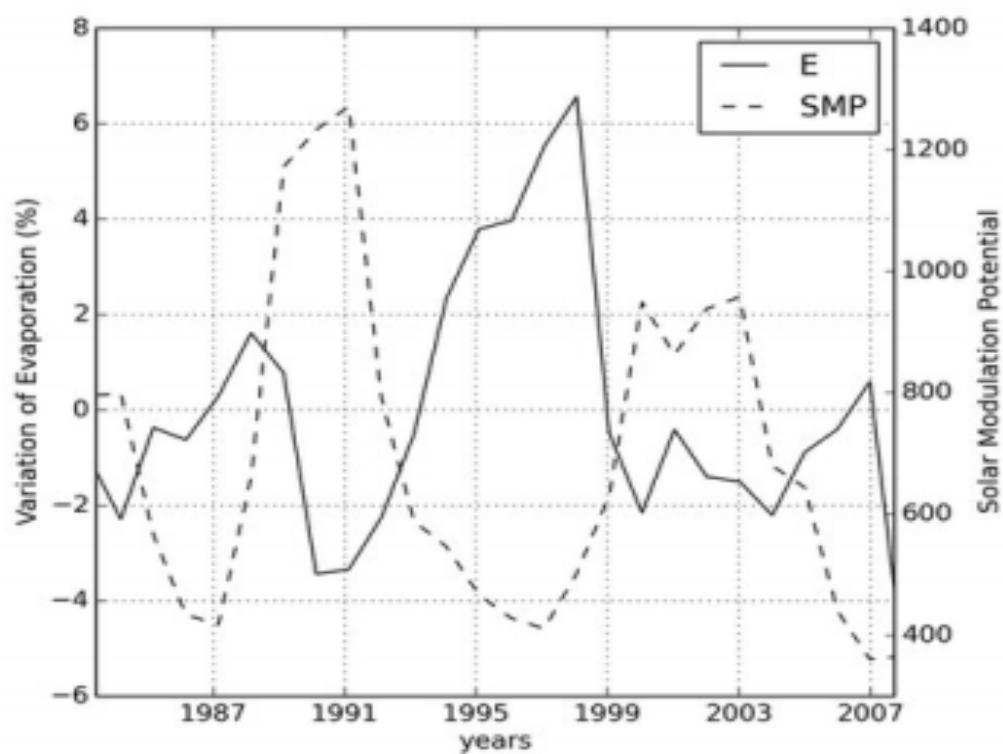


Рисунок 2.16 – Временной ход вариаций среднегодового испарения и среднегодовые значения ПСМ за период с 1983 по 2008 гг.

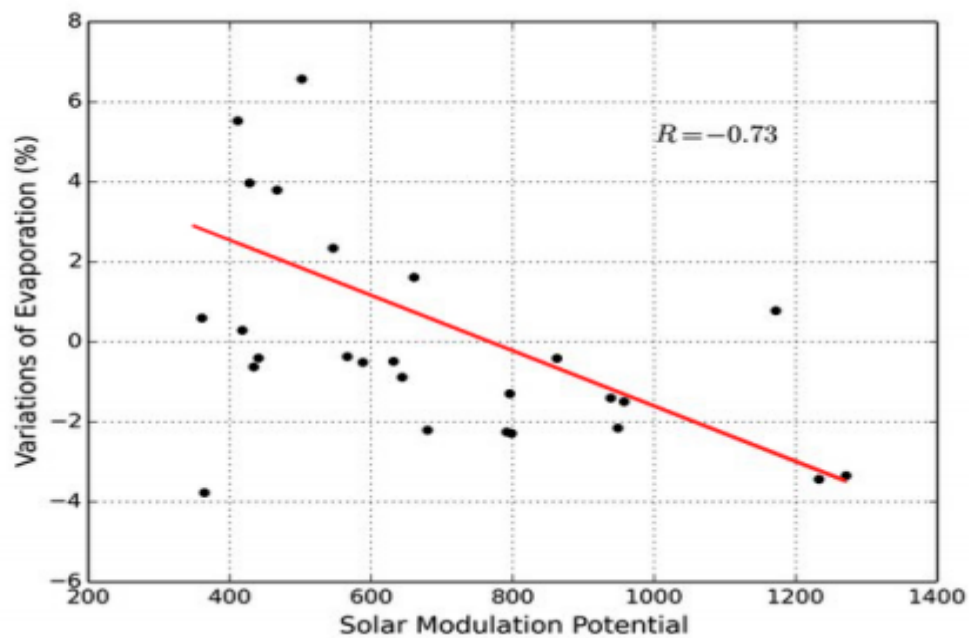


Рисунок 2.17 – Оценка вариаций среднегодового испарения как функция среднегодовых значений ПСМ.

2.6 Формат хранения данных netCDF

NetCDF – двоичный формат для обмена научными данными. Он разработан в рамках программы Unidata – объединения университетов в области исследований атмосферы UCAR [119] и изначально создавался под задачи прогнозирования погоды, изучение изменений климата, сейчас широко используется в океанологии [120] и геоинформационных системах [121]. Применение стандартного интерфейса [122] облегчает процесс обмена массивами пространственно-временных данных между разными приложениями и компьютерами, способствует уменьшению ошибок в интерпретации данных.

Задача введения формата и интерфейса NetCDF – обеспечить оптимальные условия для хранения и обработки данных больших объемов в переносимом и самоопределяемом виде [123]. Для обеспечения переносимости данные NetCDF хранятся в файлах согласно рекомендациям стандарта XDR, числа с плавающей запятой представляются в стандарте IEEE 754.

Расширение имени NetCDF-файла – nc. Известны два вида NetCDF – 32-битный и 64-битный. Последний введен с netCDF версии 3.6. [123] для поддержки файлов размером более 2 гигабайт.

NetCDF является машино-независимым открытым стандартом, распространяется в виде исходного кода библиотеки на нескольких языках (Fortran, C, C++, Perl, Java). Пакет MatLab, начиная с версии 7.01, поддерживает netCDF-файлы. Большинство современных моделей общей циркуляции имеют возможность выводить результаты своей работы в формате NetCDF.

Для визуализации двоичного кода NetCDF в ASCII-виде разработано текстовое представление CDL (Common Data form Language) и программное обеспечение, способное конвертировать исходные данные в текст [119, 124]. После редактирования или добавления нужных параметров можно произвести обратное преобразование с заданием 32 или 64-битного формата в бинарный файл. Конвертирование NetCDF в ASCII возможно также при помощи Python [125].

Дополнительный модуль к Python - пакет Basemap - позволяет осуществить картографическое представление данных формата NetCDF.

Среди созданных к настоящему времени программ визуализации и обработки данных формата NetCDF можно отметить следующие.

- ncBrowse – наиболее простая кроссплатформенная программа просмотра содержания файла, представления данных в графическом виде и перевода в формат ASCII на языке CDL [126].
- CDO (Climate Data Operators) на C++ позволяет выполнять такие операции, как осреднение и выборка по различным осям, установка временной оси, интерполяция полей, объединение и разделение файлов.
- FileViewPro - инструмент анализа файлов NetCDF и выдачи информации о типе файла, имени автора, статусе защиты [127].
- ncview [119], скриншот которой представлен на рисунке 2.14, и NetCDF Reader [128] используются для просмотра и извлечения данных из NetCDF-файлов, построения проекции на любые измерения и т.д.
- GrADS [129] – интерактивная система анализа, визуализации и обработки гидрометеорологических данных.
- Panoply - программа, разработанная Робертом Шмунком из Института космических исследований им.Годдарда (США, NASA), служит для просмотра данных в форматах netCDF, HDF и GRIB.

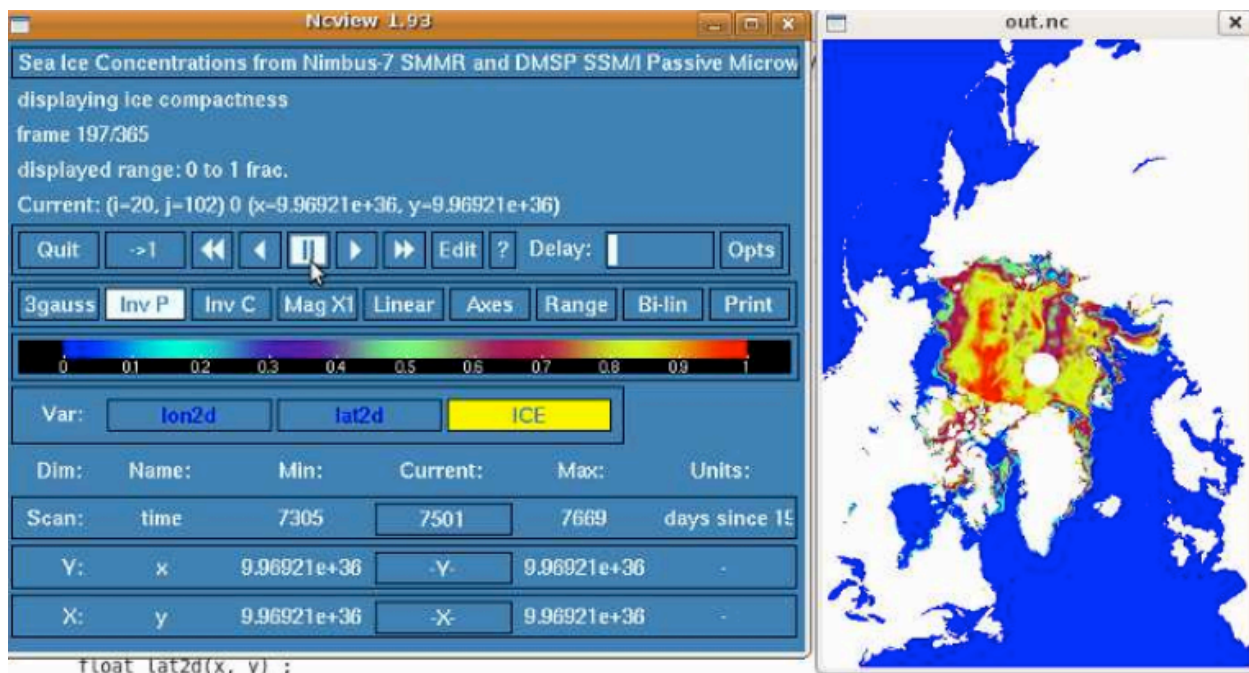


Рисунок 2.14 - Скриншот утилиты, работающей с данными формата NetCDF

Набор данных NetCDF для описания данных и отношений между ними включает три компонента: размерность (dimensions), переменные (variables) и атрибуты (attributes), каждая из которых имеет имя и идентификационный номер.

Размерность (dimensions) служит для представления реальных физических измерений, например времени, высоты, широты и долготы и т.д. Размерность включает имя и длину.

Переменные (variable) – это основные единицы данных в NetCDF, используются для хранения в них данных и представляют собой множество значений одного типа. При определении переменной её форма описывается списком размерностей, количество которых в списке называется рангом. Так, одиночное число обладает рангом 0, линейный вектор чисел - рангом 1, а матрица рангом 2.

Переменная, имеющее одинаковое имя с размерностью, называется переменной координат (coordinate variable). Она определяет физические координаты, относящиеся к соответствующему измерению.

Атрибуты (attributes) используются для хранения метаданных.

Недостатком на сегодняшний день является фрагментарность технической документации по формату NetCDF, отсутствие публикаций о структуре и возможностях работы с файлами этого формата. Кроме того, исходный файл NetCDF-формата представляет собой двоичный код, с которым нельзя работать в стандартных программных пакетах (MS Excel, Access).

Выводы по второй главе

В результате выполненного обзора международных проектов усвоения, хранения и обработки метеорологических данных выявлены их особенности, структура, точность и надежность с целью использования в статистических математических расчетах настоящей работы.

В результате численных расчетов по модели PlanetSim обнаружена положительная корреляция между потоком ГКЛ и содержанием водяного пара в атмосфере, а также доказана тесная связь между элементом гидрологического цикла — испарением с Мирового океана и потоком ГКЛ, характеризуемым потенциалом солнечной активности. Коэффициент корреляции между средним по земному шару испарением и потенциалом солнечной модуляции равен -0.73 ± 0.26 .

3 Исследование связей вариаций солнечной активности и параметров гидрологического цикла

3.1 Статистическая модель влияния солнечной активности на параметры гидрологического цикла

3.1.1 Вариации глобального влагосодержания атмосферы

Как показано во второй главе настоящей работы, частицы галактических космических лучей образуют в межпланетном пространстве радиационное поле, меняющееся с изменением солнечной активности. Потоки частиц испытывают долговременные регулярные периодические колебания, достигая максимума в годы минимума солнечной активности, когда число солнечных пятен $R \approx 10-20$, и минимума в годы максимума с $R > 120-180$. Согласно [130], имеются следующие факторы, обуславливающие величину потоков ГКЛ в ходе модуляции:

- уровень солнечной активности, изменяющийся в среднем с периодом 11 лет;
- направление и величина общего крупномасштабного магнитного поля Солнца, изменяющаяся со средним периодом 22 года и имеющая в следующих друг за другом 11-летних циклах разные знаки;
- запаздывание изменения величины потоков частиц по сравнению с изменением уровня солнечной активности. Данный эффект гистерезиса характеризует инерционность физических условий в гелиосфере и имеет разную величину в четных и нечетных циклах солнечной активности.

Известно, что ионизация атмосферы над океанами обусловлена в основном ударной ионизацией частицами ГКЛ. Таким образом, концентрация ионов и электрическая проводимость воздуха над океанами

модулируется потоком ГКЛ. Наличие аэрозолей в нижней тропосфере приводит к уменьшению амплитуды такой модуляции в пограничном слое атмосферы. Это явление сопровождается увеличением плотности электрического заряда на поверхности океана примерно на 8% при увеличении потока ГКЛ на 50% [131]. Под влиянием электрического поля в поверхностном слое океана, представляющего собой водный раствор, происходит перераспределение анионов и катионов с глубиной. Увеличение плотности поверхностного электрического заряда, из-за различия массы анионов и катионов, приводит к увеличению активности воды (слабого электролита), которая связана с соленостью поверхностного слоя океана следующей формулой [81]:

$$a_w = \frac{1}{1 + \frac{0.53S}{1-S}} \approx 1 - 0.53S$$

где a_w - активность воды, S - соленость поверхностного слоя океана.

Изменение значения активности воды в поверхностном слое океана приводит к изменению скорости испарения, влагозапаса и прозрачности атмосферы, облачных параметров, интенсивности осадков и, как следствие, к изменению приземной температуры воздуха. В результате, можно предложить следующую цепочку причинно-следственных связей, объясняющих влияние солнечной активности на атмосферные процессы [10]: Солнечная активность → Поток ГКЛ → Электрическая проводимость воздуха → Плотность поверхностного заряда → Активность воды → Испарение → Гидрологический цикл (количество облаков, осадки, сток рек, уровень морей). Схема механизма влияния солнечной активности на гидрологический цикл представлена на рисунке 1.14, структура статистической модели и порядок вычисления ее параметров - на рисунке 3.1.

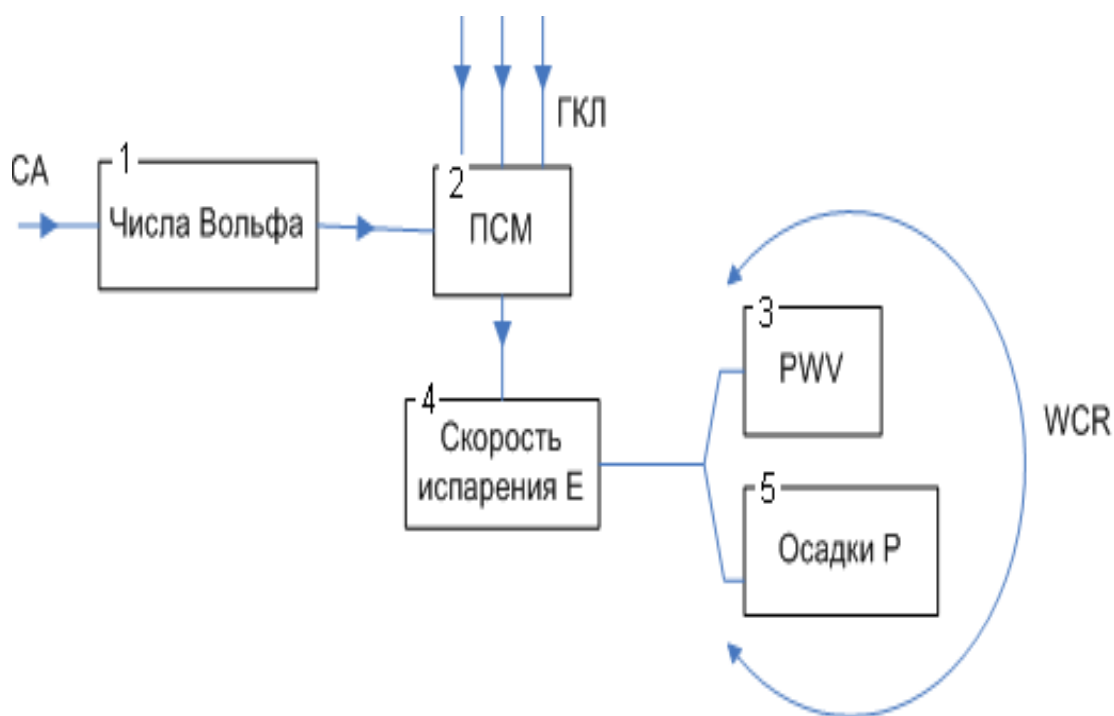


Рисунок 3.1 - Структура модели и порядок вычисления параметров

Модуляция ГКЛ отражена измерениями и расчетами, представленными на рисунке 3.2. Нижнее семейство точек на рисунке получено в результате измерения потоков протонов, выполненных в разные периоды солнечной активности [132]. Верхнее семейство точек и кривые 1-3 - это потоки протонов за пределами гелиосферы, вычисленные при помощи расчетных моделей [133-135]. Разброс точек в верхнем семействе обусловлен как погрешностями измерений потоков частиц на орбите Земли, принятых за основу при расчетах, так и несовершенством используемых методик.

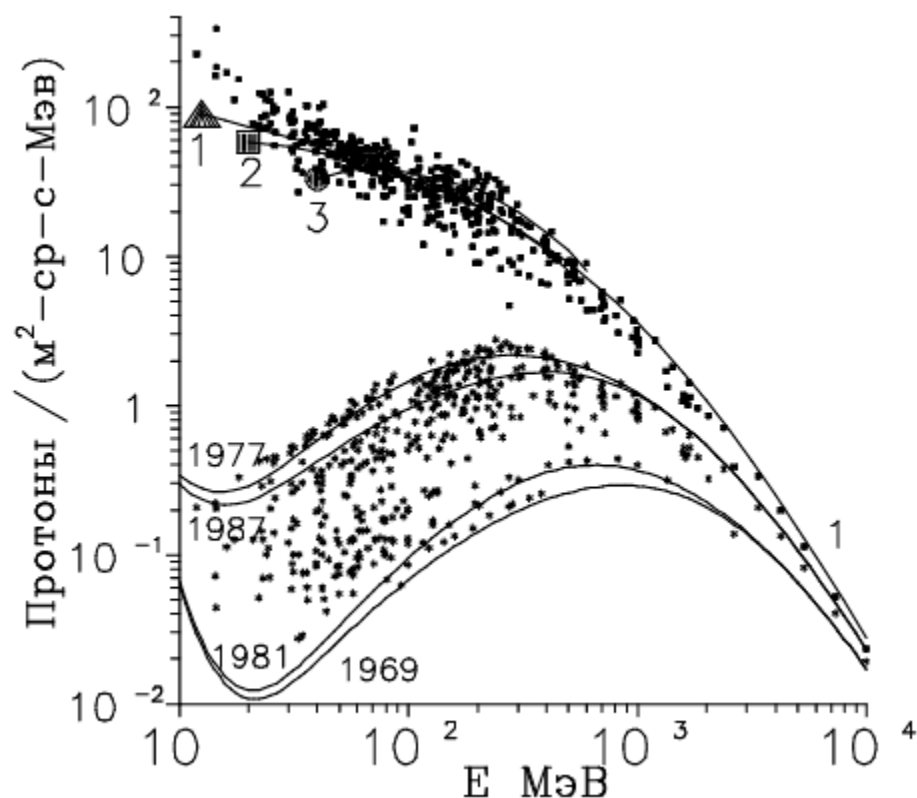


Рисунок 3.2 - Результаты измерения потоков протонов на орбите Земли (крестики) и пересчитанные к условиям ближнего межзвездного пространства (точки). Сплошные кривые - спектры по модели [133] (1); [134] (2); [135] (3)

Из графика заметно, что в годы следующих друг за другом минимумов солнечной активности – 1977 и 1987 гг., - потоки частиц имеют разную величину. В годы максимумов – 1969 и 1981 гг., когда величина магнитного поля минимальна и проходит переполюсовку, разница в величине потоков обусловлена, в основном, разницей уровней активности в максимуме разных конкретных циклов.

Уровень влияния солнечной активности на поток ГКЛ характеризует величина потенциала солнечной модуляции (ПСМ). Поскольку корреляция между ПСМ и числом солнечных пятен высока (см. график на рисунке 1.6), для расчета потенциала солнечной модуляции были взяты данные измерений числа Вольфа [133]:

$$\Psi = 370 + 0.3(RI_{12}\Delta t)^{1.445} \quad (3.1)$$

где Ψ - потенциал солнечной модуляции ГКЛ, МэВ;

$RI_{12}\Delta t$ - скользящее среднегодовое значение числа солнечных пятен RI_{12} , сдвинутое на Δt месяцев назад.

Среднегодовые скользящие значения RI_{12} определены по среднемесячным данным RI следующим образом [136]:

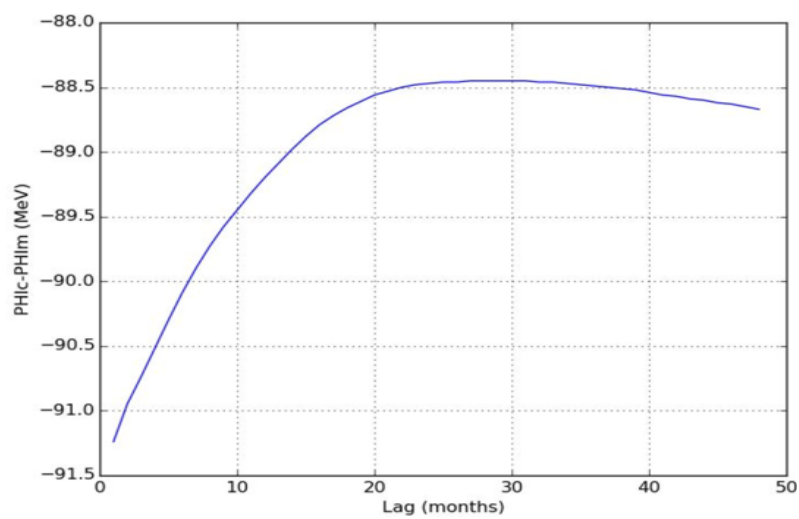
$$RI_{12} = \frac{1}{12} \left(\sum_{m=-5}^{m=+5} RI_m + \frac{RI_{-6}}{2} + \frac{RI_{+6}}{2} \right) \quad (3.2)$$

Временной сдвиг Δt в формуле (3.1) вызван запаздыванием вариаций потока ГКЛ относительно колебаний солнечной активности. Данный эффект может быть существенно снижен путем выбора соответствующего временного интервала. В работе [137] предлагается брать Δt равным 5.74 месяцам или 175 дням.

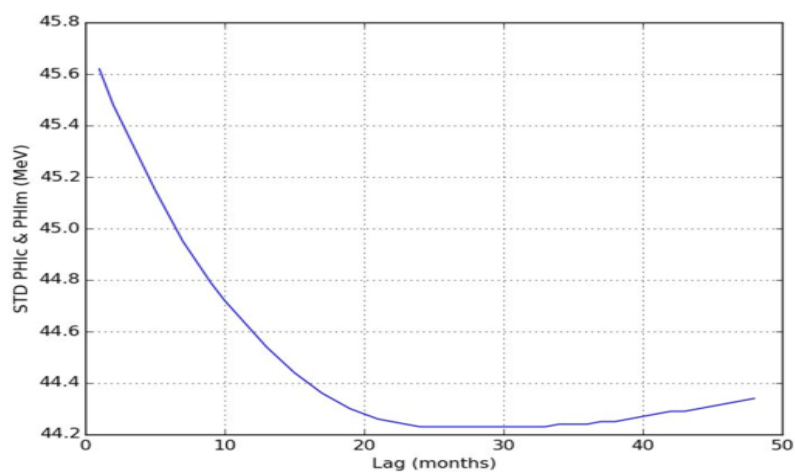
Для более точной оценки значения Δt , в настоящей работе проведена серия численных экспериментов по расчету ПСМ по формуле (3.1) при значениях задержки Δt из диапазона от 0 до 48 месяцев. Результаты численного моделирования представлены в Приложении А.

На рисунке 3.3а представлены разности рассчитанных и экспериментальных значений ПСМ, на рисунке 3.3б - среднеквадратическое отклонение разностей, на рисунке 3.3в – коэффициент корреляции. Наибольшая корреляция между рассчитанными и экспериментальными данными получена при временном сдвиге, равном 5 месяцам.

a)



б)



в)

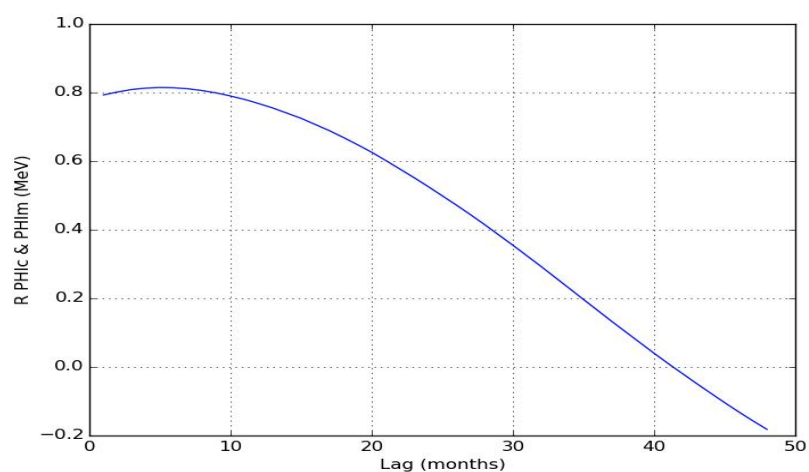


Рисунок 3.3 - Зависимость невязок оценок ПСМ (а), среднеквадратических отклонений (б) и коэффициента корреляции между измеренными и рассчитанными значениями ПСМ (в) от временного сдвига

Расчет потенциала солнечной модуляции производился на основе измеренных значений числа солнечных пятен, представленных в [138]. Данные охватывают период с 01.1749 по 05.2015 г. Также были получены будущие значения ПСМ на основе прогноза числа солнечных пятен, выполненных Д. Хатавеем (David Hathaway) до 12.2019 г. из [139]. По формулам (3.1) и (3.2) был выполнен расчет ПСМ при $\Delta t = 5$ на период с 07.1936 по 07.2019 г. Результаты расчета временного хода значений ПСМ представлены на рисунке 3.4. Кривая, построенная по вычисленным в настоящей работе значениям ПСМ, состоит из двух частей: первая часть, основанная на данных [138], соответствует периоду до 2015 г. (черная кривая), вторая вычислена по результатам прогноза на период до 2019 г. [139] (красная кривая). Для сравнения на рисунке приведены данные ПСМ из работы [140] за период с 07.1936 по 12.2009 г (синяя кривая).

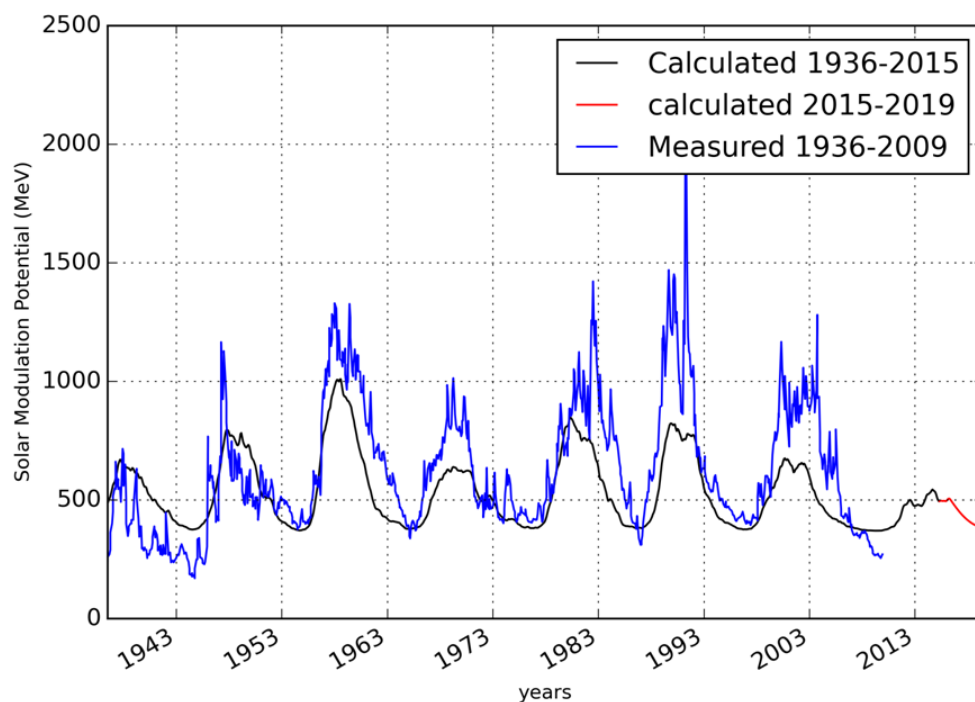


Рисунок 3.4 - Динамика значений ПСМ, вычисленных в настоящей работе и из [140]

На рисунке 3.5 представлена гистограмма распределения разностей вычисленных и измеренных среднегодовых значений ПСМ за период с 1937 по 2009 г. Из рисунка видно, что гистограмма имеет унимодальный вид с небольшой отрицательной асимметрией.

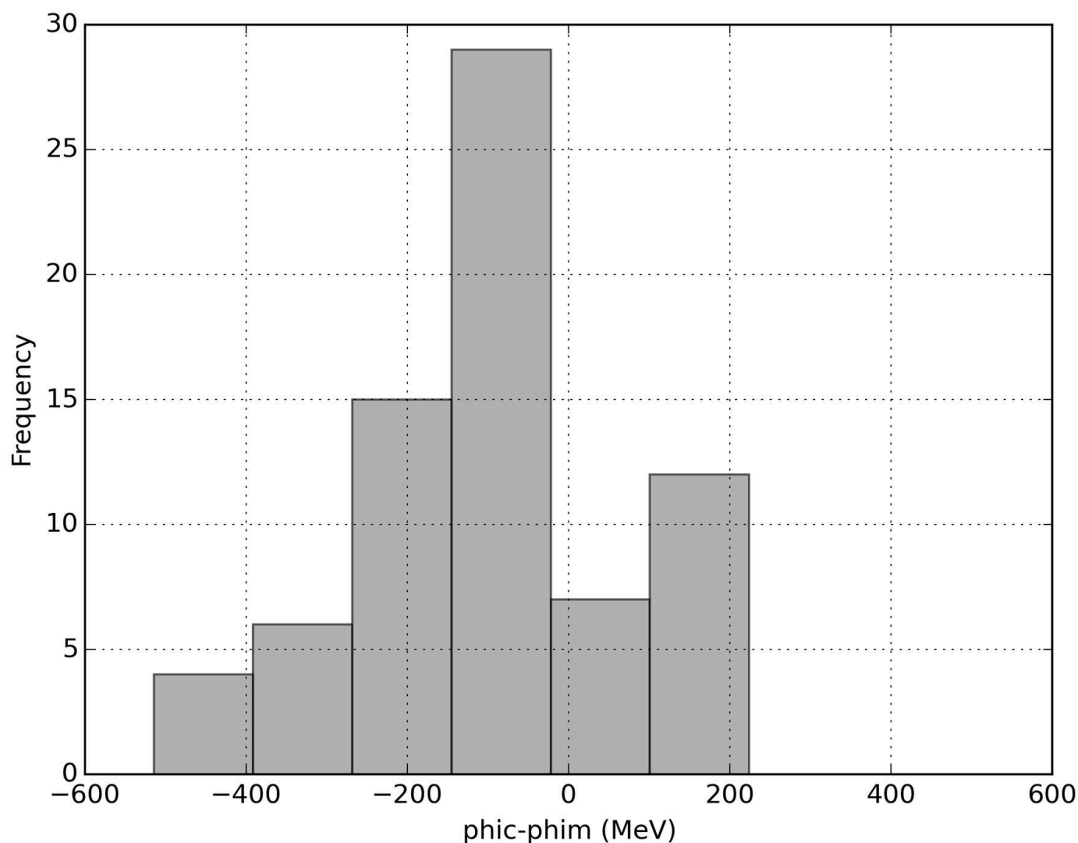


Рисунок 3.5 - Гистограмма распределения разностей вычисленных и измеренных среднегодовых значений ПСМ за период с 1937 по 2009 г.

Выполненные расчеты подтверждают результаты, полученные в работе [137] и представленные на рисунках 3.6 и 3.7. Временной ход среднемесячной интенсивности ГКЛ на графике рисунка 3.6 (сплошная линия), измеренной электронными мониторами начиная с 1957 г., находится в противофазе со среднегодовыми значениями числа солнечных пятен RI_{12} (пунктир).

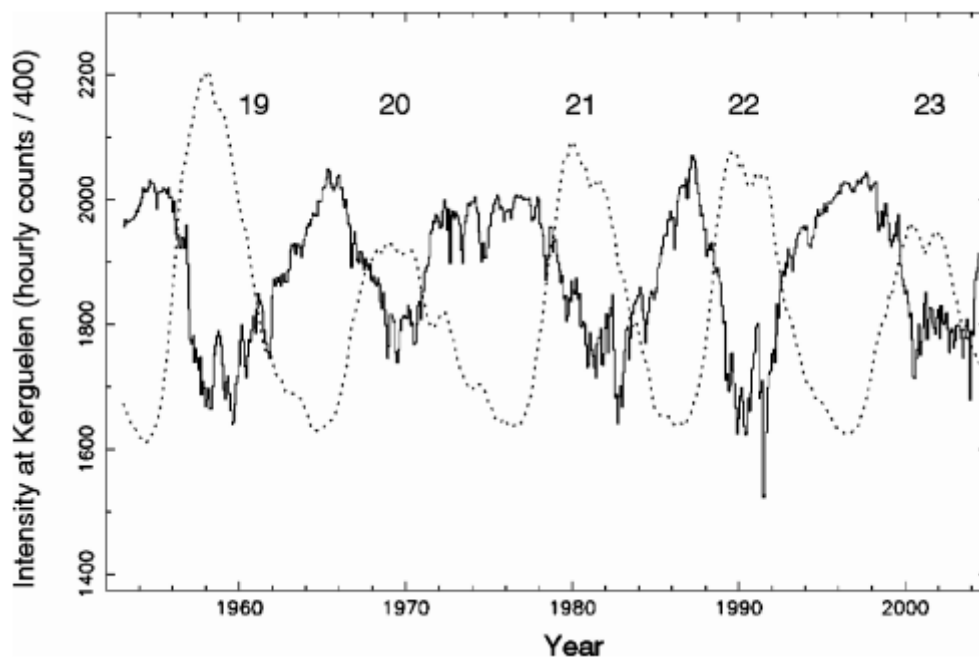


Рисунок 3.6 - Измеренные значения ГКЛ (сплошная линия) и среднегодовые скользящие значения RI_{12} (пунктир) [137]

На рисунке 3.7 представлена интенсивность ГКЛ как функция среднегодовых скользящих значений RI_{12} в нечетных (а) и четных циклах (б), а также распределение отклонений значений ГКЛ от линий регрессии (в), (г). Заметно уменьшение петли гистерезиса, связанной с инерционностью условий в гелиосфере, в четных интервалах солнечной активности.

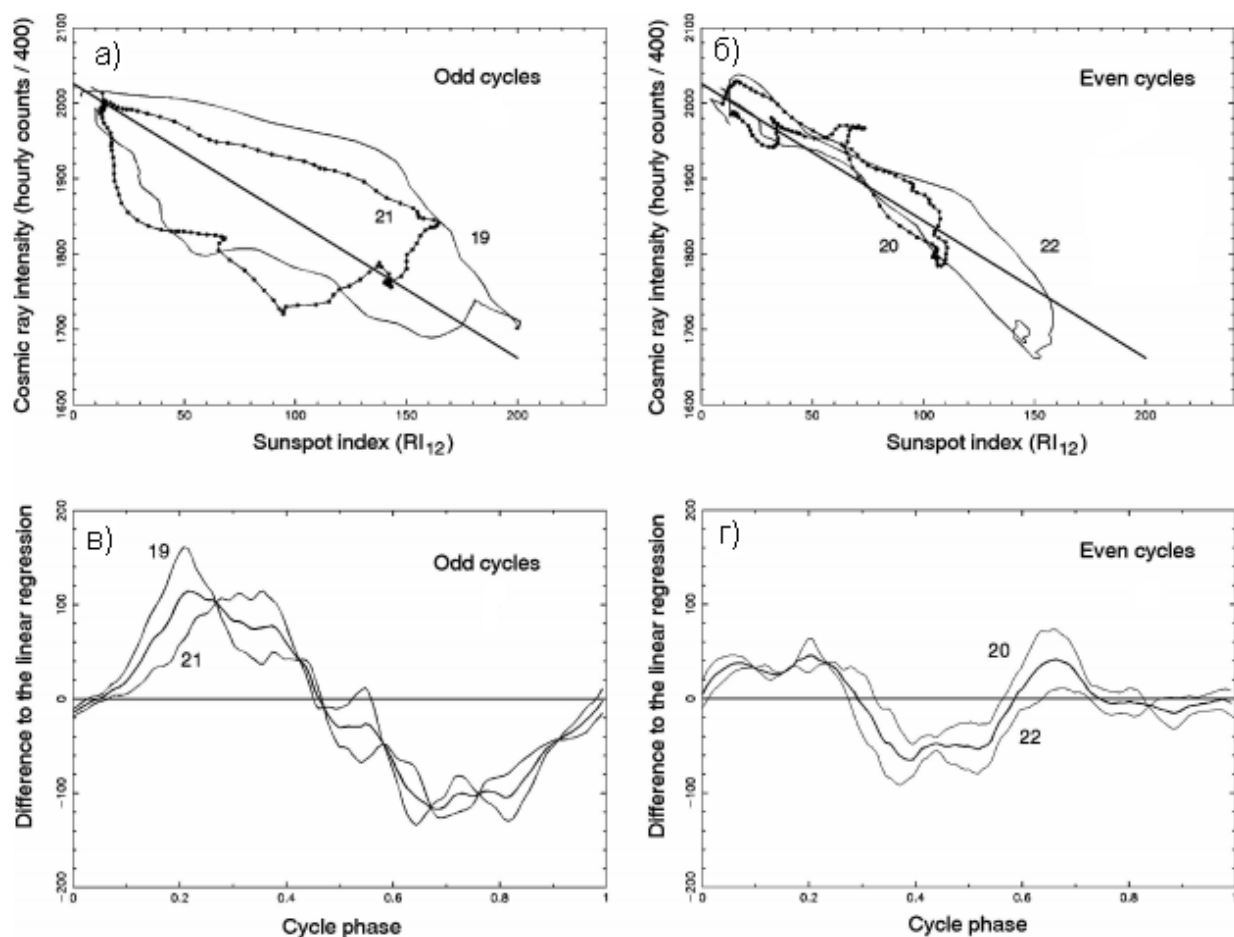


Рисунок 3.7 - Интенсивность ГКЛ как функция среднегодовых скользящих значений RI_{12} в нечетных (а) и четных циклах (б), распределение отклонений значений ГКЛ от линий регрессии в нечетных (в) и четных циклах (г) [137]

Мерой массового содержания водяного пара в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения является влагосодержание атмосферы (PWV). Этот параметр определяется интегрированием по высоте парциального давления водяного пара, которое в свою очередь пропорционально концентрации молекул водяного пара. Для построения зависимости PWV от ПСМ были использованы среднемесячные значения данных глобального распределения влагосодержания атмосферы проекта ISCCP [99] за период с 1984 по 2009 гг. На рисунке 3.8 представлена диаграмма, содержащая значения вариаций ΔPWV и рассчитанные значения ПСМ за период

исследования. Через точки проведена линия тренда, уравнение которой имеет вид:

$$\Delta PWV = b \cdot \Psi + a \quad (3.3)$$

где ΔPWV - отклонения от тренда содержания водяного пара, мм;

Ψ - потенциал солнечной модуляции, МэВ;

a и b – неизвестные коэффициенты.

Определенные на основе метода наименьших квадратов значения коэффициентов аппроксимации оказались равными $a = 0.79 \pm 0.28$, $b = -0.0012 \pm 0.0001$.

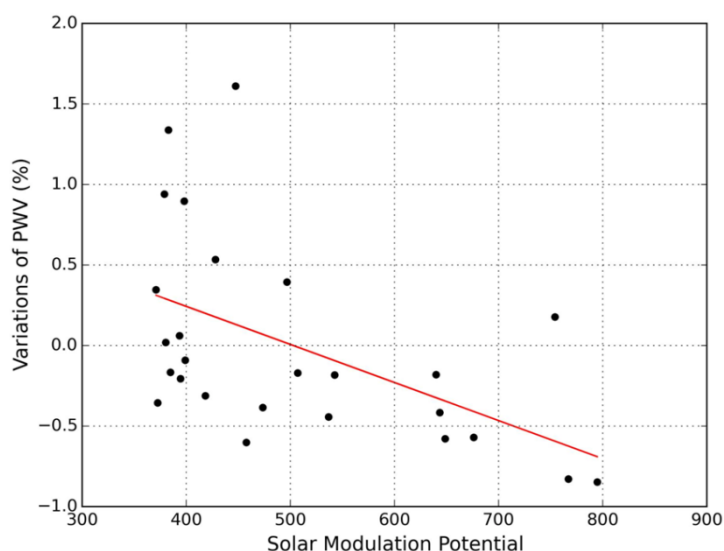


Рисунок 3.8 - Зависимость вариаций ΔPWV от значений ПСМ за период с 1984 по 2009 г.

На основе данных, представленных на рисунке 3.8, методом наименьших квадратов были найдены коэффициенты линейного уравнения и рассчитаны среднегодовые отклонения от линии тренда ΔPWV до 2009 г.

Затем на основе спутниковых данных проекта ISCCP вычислены месячные значения интегрального содержания водяного пара в вертикальном столбе атмосферы PWV , осредненные по узлам сетки с шагом $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, представленные на рисунке 3.9.

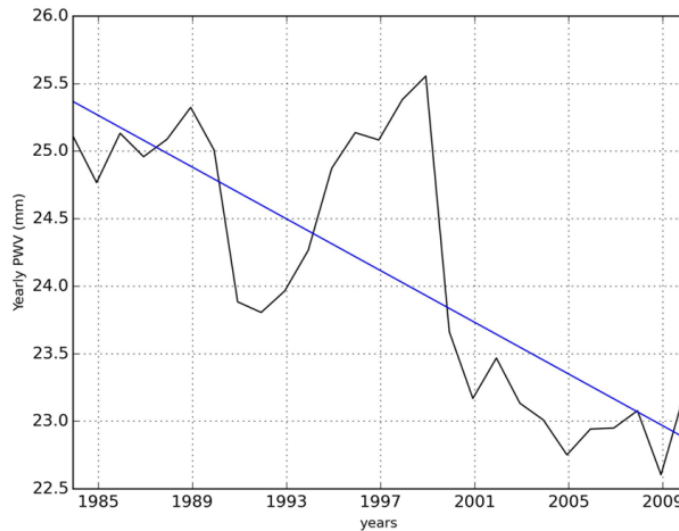


Рисунок 3.9 - Динамика интегрального влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы по данным проекта ISCCP [99].

По полученным данным определены параметры линейного тренда временного хода среднегодовых значений PWV , что позволило экстраполировать значения PWV на период до 2019 г. Путем сложения значений PWV и отклонений из формулы (3.3) получен массив значений содержания водяного пара PWV на период с 1936 по 2019 г., который представлен в виде временного хода на рисунке 3.10.

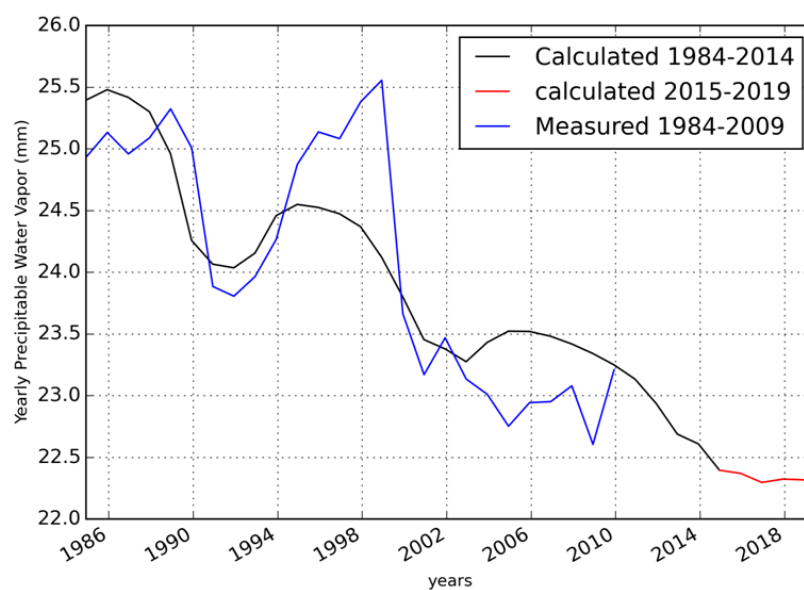


Рисунок 3.10 - Динамика влагосодержания по данным проекта ISCCP [99] с 1984 по 2009 г. и рассчитанные значения PWV , включая экстраполированные значения на период до 12.2019

Гистограмма разностей рассчитанных и измеренных среднегодовых значений PWV за период с 1984 по 2009 г., показанная на рисунке 3.11, представляет унимодальное распределение с положительной асимметрией.

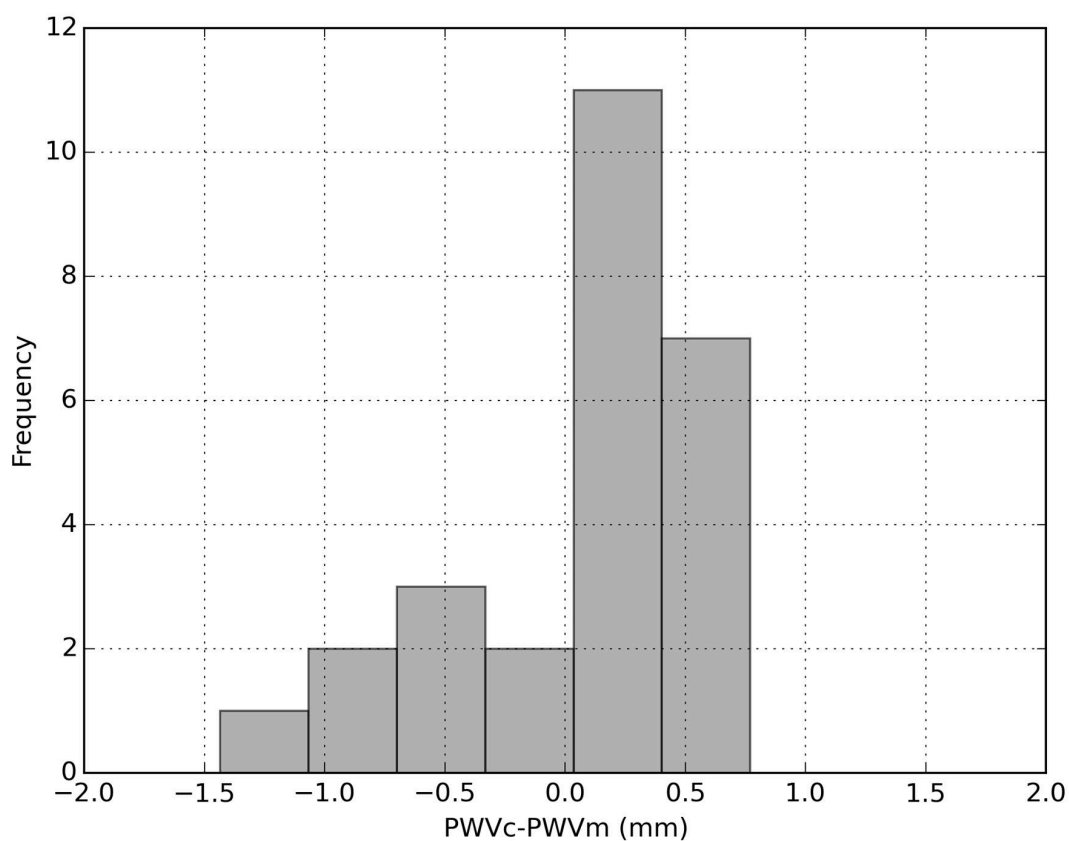


Рисунок 3.11 - Гистограмма распределения разностей вычисленных и измеренных среднегодовых значений PWV за период с 1937 по 2009 г.

3.1.2 Баланс между скоростью испарения и количеством осадков по результатам численного моделирования климата

Известно, что интенсивность осадков и скорость испарения - это два основных параметра гидрологического цикла. Испарение может привести к появлению обратных связей в крупномасштабных процессах водообмена и повлиять на динамику атмосферы.

Традиционные непосредственные измерения скорости испарения, в силу ограниченной доступности измерительных установок и низкого пространственного разрешения, не могут быть использованы для мониторинга процесса испарения в глобальном масштабе. С другой стороны, скорость испарения не определяется напрямую приборами метеорологических спутников. Однако, в последние десятилетия вырос интерес как к крупномасштабным гидрологическим процессам, так и к дистанционным методам определения параметров окружающей среды. Это привело к появлению исследований по оценке испарения в глобальном масштабе путем использования наземных и спутниковых данных.

Разработанный в настоящей работе подход для определения глобального испарения основан на использовании данных о влагосодержании атмосферы, определяемых по спутниковым измерениям.

Скорость испарения может быть оценена с помощью модифицированного закона Дальтона [81]:

$$E = 8.3 \cdot 10^{-8} [a_w \cdot e_s(T) - 52.6 \text{ } PWV],$$

где a_w – активность воды; e_s – давление насыщения водяного пара, Па; T – температура, К.

Изменение скорости испарения сопровождается вариациями содержания водяного пара атмосферы, водозапаса облаков, альбедо и высоты верхней границы облаков.

Эмпирическое соотношение между скоростью испарения и влагосодержанием атмосферы имеет вид:

$$E = c \cdot PWV, \quad (3.4)$$

где E — скорость испарения, PWV — влагосодержание атмосферы, c — эмпирический коэффициент, определяемый как отношение между количеством выпавших за год осадков к среднему за год влагосодержанию атмосферы.

Данное соотношение получено в предположении равенства значений испарения и осадков за год, осредненных по всему земному шару, так как иное привело бы к изменению глобального влагосодержания атмосферы, что подтверждается результатами осуществленного численного моделирования климата с помощью модели Planet Simulator. Формула (3.4) предполагает использование среднегодовых глобальных значений влагосодержания атмосферы и скорости испарения.

Для определения значения эмпирического коэффициента c модели были использованы среднемесячные значения данных глобального распределения влагосодержания атмосферы проекта ISCCP [141] и глобального распределения количества осадков проекта GPCP [115] за период с 1983 по 2003 гг. в узлах сетки $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Временные ряды данных были разделены на две выборки:

- первая включала данные с 1983 по 1993 г.;
- вторая - с 1993 по 2003 г.

Первая выборка использовалась в качестве обучающей, вторая - в качестве контрольной, затем расчет повторялся со сменой выборок: вторая становилась обучающей, первая - контрольной.

В результате использования глобальных данных об осадках и влагосодержании атмосферы были получены два массива коэффициентов с эмпирической модели для каждой точки сетки размером 144×72 для периодов: 1983-1993 и 1993-2003 гг.

При определении глобальной скорости испарения с помощью предложенной модели для периода с 1983 по 1993 гг. использовалось значение коэффициента с модели, определенное по выборке №2, а при расчетах испарения в период с 1993 по 2003 гг. - значения коэффициента с, рассчитанные по данным выборки №1. Этот подход использовался для того, чтобы избежать повторного использования данных о влагосодержании атмосферы.

Осредненное по всему земному шару значение коэффициента с за период с 1983 по 1993 г. оказалось равным 0.109, а за период с 1993 по 2003 г. равно 0.111. Таким образом, далее можно считать среднее глобальное значение коэффициента с не зависящим от времени и равным 0.11.

Методика вычисления осадков на основе влагосодержания PWW заключалась в следующем.

На основе данных измерений по осадкам проекта GPCP с 01.1979 по 10.2015 г. [142] и данных по влагосодержанию проекта ISCCP с 1984 по 2009 г. [99], отмеченных на графике рисунка 3.12, построена аппроксимационная кривая, которая имеет вид:

$$P = a + b \cdot \Delta PWW \quad (3.5)$$

где a и b – коэффициенты, равные 2.68 ± 0.004 и 0.011 ± 0.007 соответственно.

Коэффициент корреляции оказался равным $R = 0.30 \pm 0.32$.

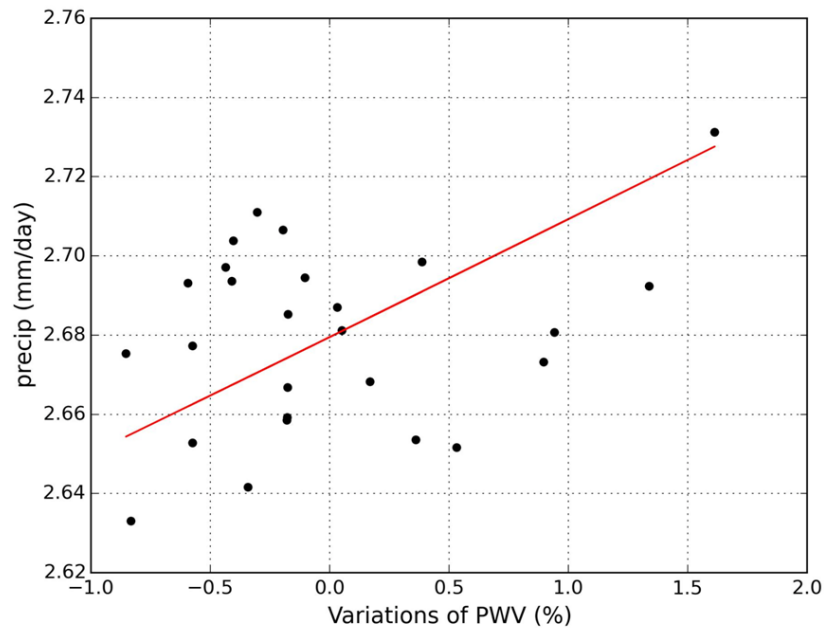


Рисунок 3.12 - Зависимость вариаций количества осадков и отклонений значений влагосодержания за период с 1984 по 2009 г.

3.1.3 Интенсивность гидрологического цикла

Разделив значение интегрального по земному шару количества осадков на влагосодержание атмосферы за весь период исследования, получили среднее значение 0.11 сутки^{-1} . Это число характеризует среднюю интенсивность ГДЦ (Water Cycle Rate, WCR). Тогда можно записать:

$$P/PWV = 0.11 \pm 0.007 \quad (3.6)$$

На рисунке 3.13 представлен ход интенсивности ГДЦ за период с 1983 по 2008 гг., значения которого вычислены по формуле (3.6). Количество глобальных осадков и значения влагосодержания получены в результате численных расчетов по модели PlanetSimulator.

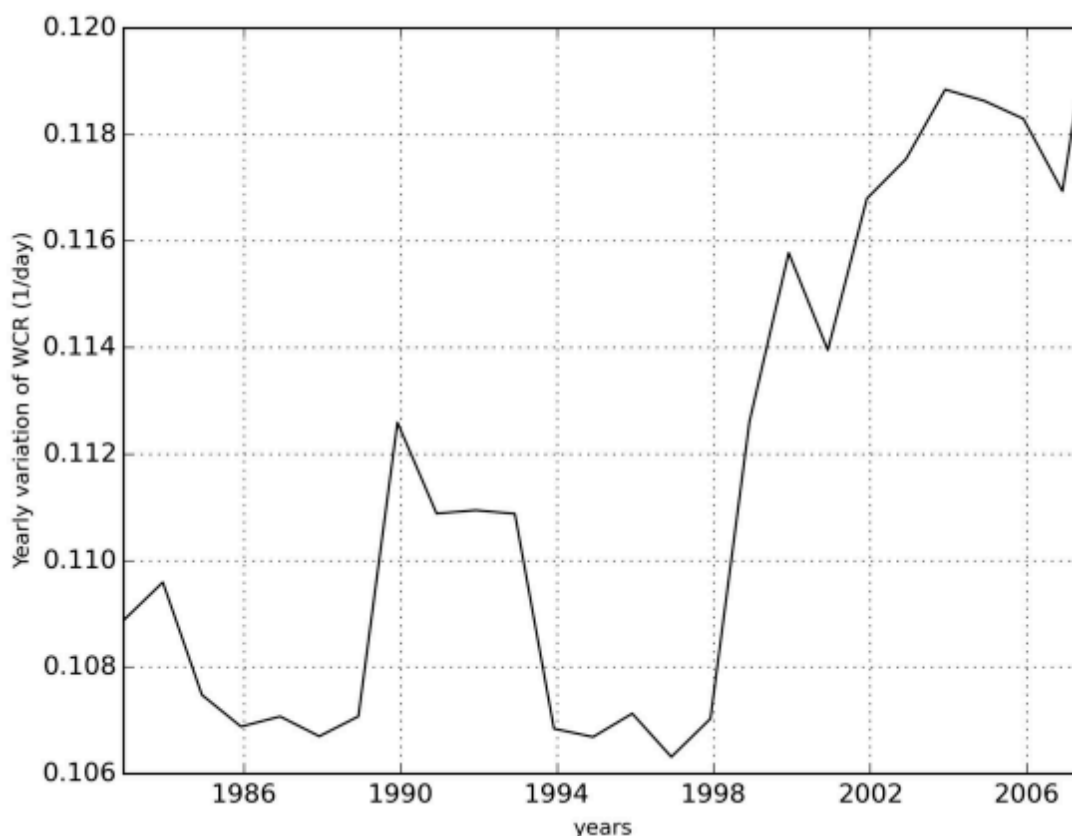


Рисунок 3.13 - Динамика интенсивности ГДЦ (сутки⁻¹) с 1983 по 2008 гг.

3.2 Численное моделирование параметров гидрологического цикла

3.2.1 Верификация статистической модели

Статистическая модель связи влагосодержания атмосферы со скоростью испарения была проверена на основе спутниковых данных. Результаты расчетов скорости глобального испарения на основе данных о влагосодержании атмосферы сопоставлены с данными о количестве осадков для двух периодов: 1983-1993 гг. и 1993-2003 гг.

Результаты сопоставления, представленные таблице 3.1, показывают, что относительная ошибка оценки испарения не превосходит 1.8%. На рисунке 3.14 представлена гистограмма распределения абсолютных ошибок

оценок разности скорости испарения и интенсивности осадков ($P-E$), которая показывает незначительные различия параметров распределения (среднего значения и среднеквадратического отклонения) за периоды 1983-1993 гг. и 1993-2003 гг.

Таблица 3.1 — Результаты верификации статистической модели

Выборка	Период	C	E , мм/сутки	P , мм/сутки	$P-E$, мм/сутки
1	1983-1993	0.107	2.725	2.678	-0.047 ± 0.285
2	1993-2003	0.111	2.646	2.685	0.039 ± 0.292

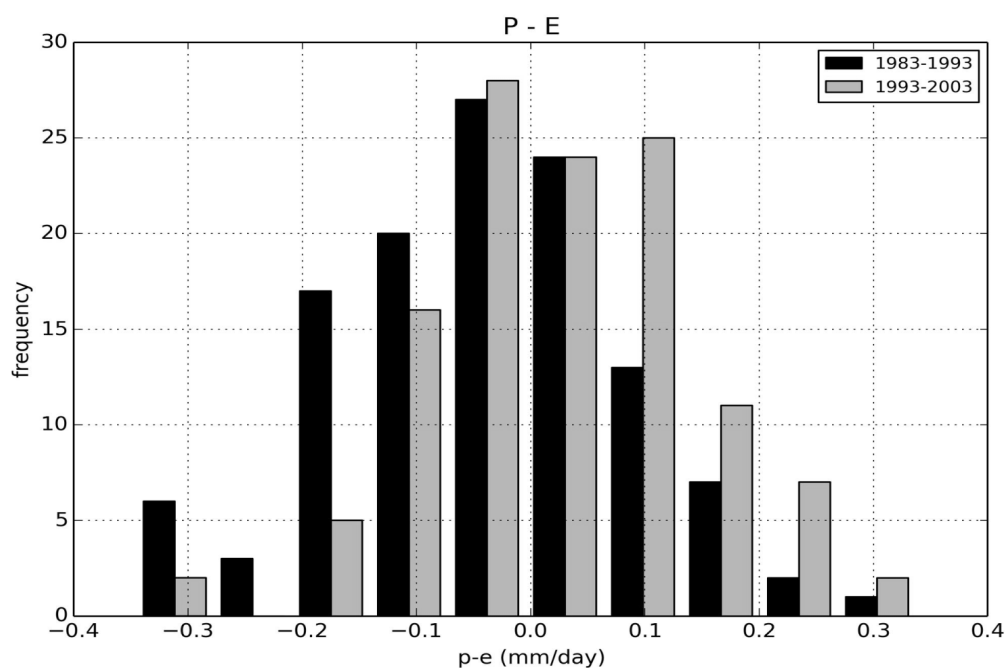


Рисунок 3.14 - Ошибки оценки глобального испарения по спутниковым данным о влагосодержании атмосферы

3.2.2 Прогноз глобального испарения и осадков на период 2015-2019 гг.

Временной ход среднегодовых значений количества осадков, включающий интервал прогноза на период 2015-2019 гг., представлен на рисунке 3.15. Кривые построены по следующим данным:

- значениям количества осадков проекта GPCP с 1979 по 2014 г.;
- рассчитанным по значениям влагосодержания PWV проекта ISCCP с 1983-2009 г.;
- рассчитанным по формулам (3.1-3.3, 3.5) за период с 1979 по 2014 г.;
- рассчитанным по формулам (3.1-3.3, 3.5) на основе спрогнозированных значений RI за период с 2015 по 12.2019 г.

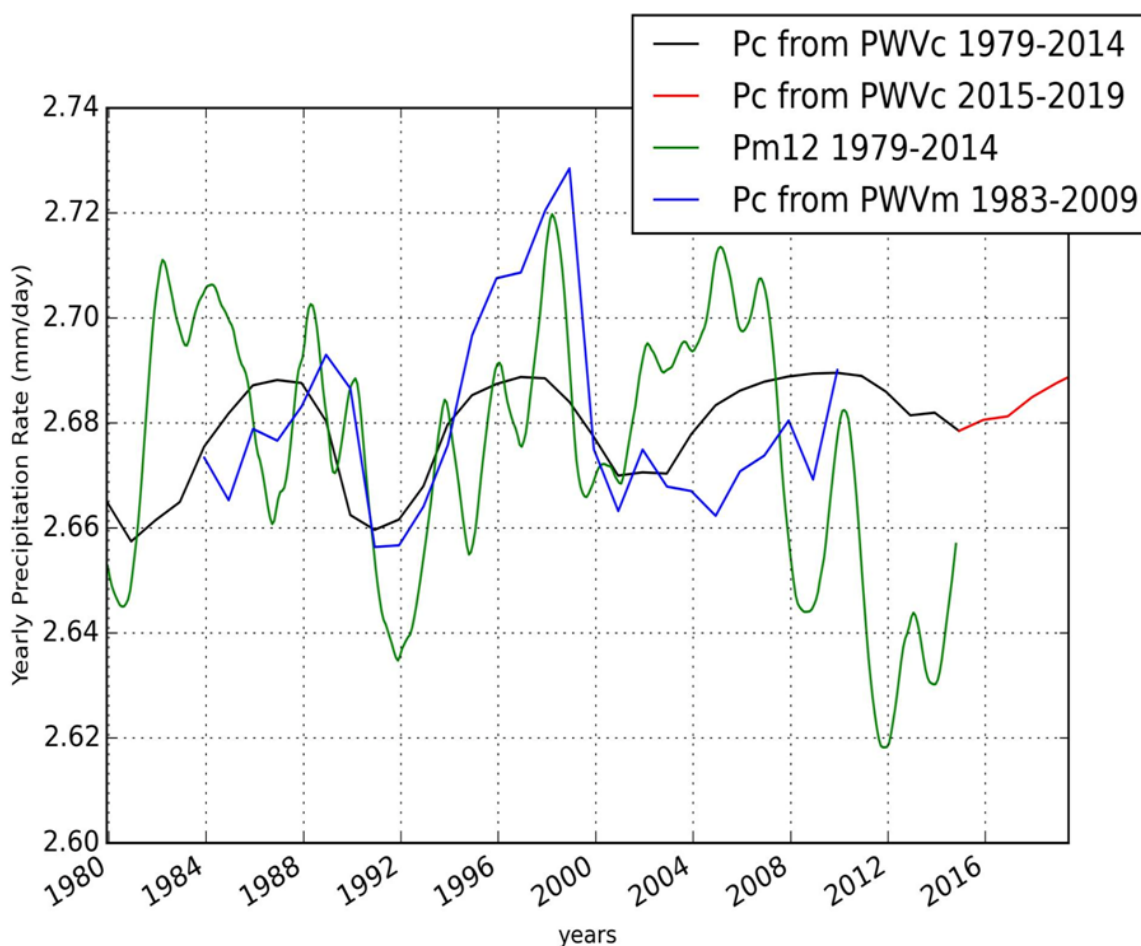


Рисунок 3.15 - Временной ход среднегодовых значений количества осадков

Прогноз среднегодовых значений потенциала солнечной модуляции, влагосодержания PWV и количества осадков P (испарения E) на период до 2019 г. представлен в таблице 3.2.

Таблица 3.2 - Прогноз среднегодовых значений ПСМ, влагосодержания и осадков/испарения

Год	Ψ , МэВ	PWV , мм	P , мм/сутки
2016	491	22.3	2.68
2017	439	22.3	2.69
2018	401	22.3	2.69
2019	385	22.3	2.69

Согласно полученным значениям, уменьшение потенциала солнечной модуляции будет сопровождаться увеличением осадков и испарения.

На рисунке 3.16 построена гистограмма разности рассчитанных и измеренных среднегодовых значений количества осадков за период с 1979 по 2014 г.

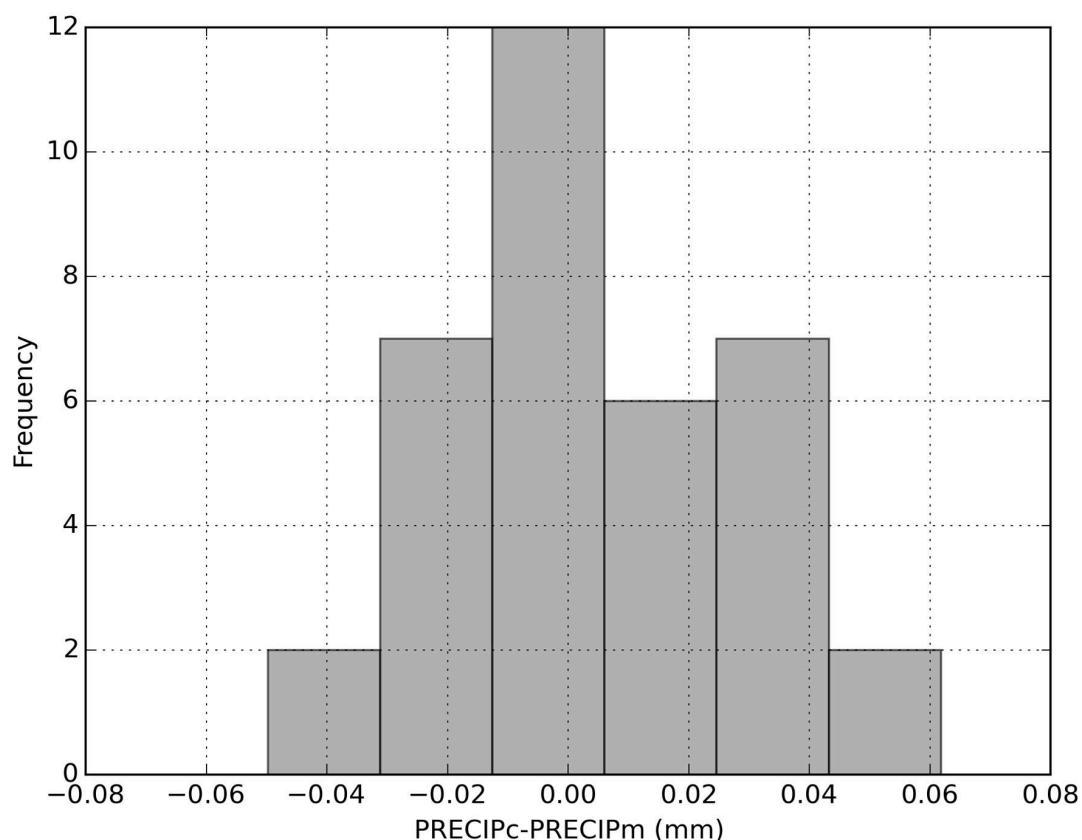


Рисунок 3.16 - Гистограмма разности рассчитанных и измеренных среднегодовых значений количества осадков за период с 1979 по 2014 г

Средние значения разностей рассчитанных и измеренных среднегодовых значений потенциала солнечной модуляции, влагосодержания и количества осадков, а также среднеквадратические отклонения этих разностей представлены в таблице 3.3.

Таблица 3.3 - Среднегодовые значения разностей ПСМ, влагосодержания и осадков

Потенциал солнечной модуляции, МэВ (1937-2009 гг.)	Влагосодержание, мм (1984-2009 гг.)	Количество осадков, мм/сутки (1979-2014 гг.)
-90.30 ± 45.15	0.04 ± 0.024	0.004 ± 0.002

Выводы по третьей главе

Предложен механизм влияния солнечной активности на гидрологический цикл, в процессе которого космическое воздействие осуществляется непосредственно на подстилающую поверхность и затем распространяется на вышележащие слои атмосферы.

Предлагается статистическая модель оценки параметров гидрологического цикла, основанная на использовании спутниковых данных о влагосодержании атмосферы и интенсивности осадков.

Доказана тесная связь между важным элементом гидрологического цикла — испарением с Мирового океана и потоком ГКЛ, который модулируется солнечным ветром, то есть зависит от солнечной активности.

Обнаружена положительная корреляция между потоком ГКЛ и содержанием водяного пара в атмосфере.

Разработана методика вычисления глобального влагосодержания PWV по рассчитанным значениям потенциала солнечной модуляции, а также методика вычисления испарения и осадков на основе PWV.

Определен временной ход интенсивности гидрологического цикла, среднее значение которого за период исследования оказалось равным $0,11 \text{ сутки}^{-1}$.

Выполнен прогноз потенциала солнечной модуляции, глобального влагосодержания, испарения и осадков на 2016 – 2019 гг. Точность прогноза величины ПСМ зависит главным образом от точности предсказания числа солнечных пятен на прогнозируемый период солнечной активности.

Проведена верификация статистической модели. Относительная ошибка оценки скорости испарения с помощью модели не превосходит 1.8%.

Поскольку процесс испарения является важным звеном гидрологического цикла и при этом его скорость измеряется существующими методами зондирования атмосферы с точностью около 20% [143], то полученный метод оценки скорости испарения крайне важен для понимания гидрологического цикла и изучения процессов в климатической системе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ механизмов передачи солнечного воздействия на земную климатическую систему в целом и гидрологический цикл в частности позволил предложить гипотезу, объясняющую механизм солнечно-земных климатических связей. Суть гипотезы заключается в том, что космическое воздействие потока ГКЛ, который модулируется солнечным ветром, то есть зависит от солнечной активности, осуществляется непосредственно на подстилающую поверхность и затем распространяется на вышележащие слои атмосферы. Это меняет мнение об основной проблеме гелиоклиматологии, отмечаемой в многочисленных публикациях - недостаточности энергетики земных проявлений активности Солнца (магнитных бурь, потоков частиц и т.п.) для воздействия на глобальную погоду и климат.

В результате выполненного обзора международных проектов усвоения, хранения и обработки метеорологических данных выявлены их особенности, структура, точность и надежность с целью использования в статистических математических расчетах настоящей работы.

Доказана тесная связь между содержанием водяного пара в атмосфере и потоком ГКЛ, характеризуемым потенциалом солнечной активности. Коэффициент корреляции между средним по земному шару влагосодержанием и потенциалом солнечной модуляции равен -0.73 ± 0.26 .

Разработана методика вычисления глобального влагосодержания PWV по рассчитанным значениям потенциала солнечной модуляции, а также методика вычисления испарения и осадков на основе PWV .

Построенная статистическая модель солнечно-земных связей обеспечивает достаточную для практических целей точность восстановления элементов ГДЦ на основе данных о солнечной активности.

Разработанный количественный подход к определению интенсивности гидрологического цикла и вариаций глобального влагосодержания

атмосферы позволил получить временной ход интенсивности ГДЦ за период с 1983 по 2008 гг. на основе результатов численного моделирования по модели PlanetSimulator. Установлено среднее за период исследования значение интенсивности ГДЦ: 0.110 ± 0.007 сутки⁻¹.

Получен прогноз потенциала солнечной модуляции, глобального влагосодержания, испарения и осадков на 2016 – 2019 гг. Точность прогноза величины ПСМ зависит главным образом от точности предсказания числа солнечных пятен на прогнозируемый период солнечной активности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С., Шишков Ю.А.: 2000. Климат как проблема физики. Успехи Физических Наук. Т. 170, № 4, С. 419-445.
2. Climate Change 2007 – Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to Assessment Report Four of the Intergovernmental Panes of Climate Change (IPCC) [Text] / Cambridge Unsversity Press.- Cambridge. UK, 2007. – 973 p.
3. Svensmark H. Influence of Cosmic Rays on Earth's Climate // Physical Review Letters. – 1998. – Vol.81, №22. – P.5027-5030.
4. Холопцев А.В. Никифорова М.П. Роль изменений солнечной активности и состояния озоносферы в глобальном затемнении земной атмосферы. Scientific Journal «ScienceRise» №5/1(5)2014. С.23-25.
5. Kniveton D.R., Todd M.C. On the relationship of cosmic ray flux and precipitation // Geophys. Review Letters. – 2001. – Vol.28. – P.1527 -1530.
6. Митчелл Дж.М., Стоктон Ч.У., Меко Д.М. Доказательство 22-летнего ритма засух в западной части США, связанных с солнечным циклом Хейла начиная с XVII в. // Солнечно-земные связи, погода, климат. – М.: Мир, 1982. – С.152 - 171.
7. Холопцев А.В. Никифорова М.П. Роль солнечной активности в изменениях потоков тепла, поступающих в атмосферу с поверхностей Тихого, Атлантического и Индийского океанов. / Геополитика и экогеодинамика регионов. Т.8, Вып.1-2. С.37-47.
8. Бабкин В. И., Воробьев В.Н., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. О вероятном сценарии изменения водности рек Центрального Федерального округа России в ближайшие 10 лет. //Ученые записки. изд. РГГМУ. -№7. 2008.- С.5-12.

9. Соловьева Н.Н. Исследование зависимости колебания уровня Каспийского моря от солнечной активности. – СПб.: изд. РГГМУ, 2004. – 70 с.
10. Чукин В.В., О корреляции между потоком космических лучей и количеством облаков // 3-я Международная научно-практическая конференция "Качество науки - качество жизни", Тамбов, 26-27 февраля 2007 г. Сборник научных докладов. – Тамбов: ОАО "Тамбовполиграфиздат", 2007. – С.102-103.
11. Дубинский Б. А., Слыш В. И. Радиоастрономия / Под ред. А.Е. Соломоновича. – М.: Советское радио, 1973. – 144 с.
12. Лушнов А. М., Лушнов М. С. Медицинские информационные системы: многомерный анализ медицинских и экологических данных. СПб.: «Геликон Плюс». – 2013.- 231 с.
13. Кузнецов А.Д., Логинов В.Ф. Космические воздействия на атмосферу. — Л., изд. ЛПИ.- 1984. — 160 с.
14. Солнечно-земные связи и космическая погода. /Под редакцией А.А. Петруковича. гл. 8 в кн. Плазменная гелиогеофизика, М.- Наука- 2008.
15. Электронный ресурс <http://sec.noaa.gov/ftpdir/indices/SPE.txt> .
- 16.16. Paschmann G., Haaland S., Treumann R. Auroral Plasma Physics //Space Sci. Rev. 2002. V.103.
17. Бруевич Е.А., Якунина Г.В. Общие тенденции в изменении величин индексов солнечной активности в конце XX — начале XXI века. Солнечная и солнечно-земная физика — 2014./ Труды XVIII Всероссийской ежегодной конференции. СПб. – 2014. –С.114.
18. Электронный ресурс <http://www.astronet.ru>
19. Hoyt, D.V. Nimbus-7: Over twelve years of solar total irradiance measurements / D.V. Hoyt, H.L. Kyle, J.R. Hickey, R.H. Maschhoff //

- Proceedings of the Workshop on Solar Electromagnetic Radiation Study for Soar Cycle 22. - Boulder: US Department of Commerce. - 1992. - P. 44.
20. Lockwood, M. Solar outputs, their variations and their effects on Earth / M. Lockwood // The Sun, Solar Analogs and the Climate. - Proc. Saas Fee Adv. Course. - Eds. I. Redi, M. Güdel, and W. Schmutz. - Springer. - Berlin. - 2004. - V. 34. - P. 107-304.
21. Foukal, P. Do changes in the photospheric magnetic network cause the 11 - year variation of total solar irradiance / P. K. Foukal, Harvey, F. Hill // Astrophys. Journal. - 1991. - V. 383. - P. 89-92.
22. Lean, J. Variations in the Sun's radiative output / J. Lean // Rev. Geophys. - 1991. - V. 29. - N 4. - P. 505-535.
23. Topka, K.P. Smallest solar magnetic elements. Observations versus hot wall models of faculae / K.P. Topka, T.D. Tarbell, A.M. Title // Astrophys. Journal. - 1997. - V. 484. - P. 479-486.
24. L. Gleeson, W. Axford // ApJ. 1968. V. 154. P. 1011.
25. Usoskin, I. G., Bazilevskaya, G. A., Kovaltsov, G. A., 2011. Solar modulation parameter for cosmic rays since 1936 reconstructed from ground-based neutron monitors and ionization chambers. Journal of Geophysical Research: Space Physics (1978-2012) 116 (A2).
26. Акасофу С.И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. М.: Мир.- 1974. - 384 с.
27. Вальчук Т.Е. Геомагнитные возмущения 24 цикла и их источники в солнечном ветре — статистика и фрактальный анализ. //Солнечная и солнечно-земная физика — 2014. XVIII Всероссийская ежегодная конференция с международным участием. – СПб. -2014.
28. Livingston W. et al., 2012, Astrophys. J., v. 757, L8.
29. Nagovitsyn Yu. et al., 2012. On a possible explanation of the long-term decrease in sunspot field strength //Astrophys. J., v. 758, L20.
30. Рощина Е.М., Сарычев А.П. Предварительный прогноз 25-го цикла

- солнечной активности. //Солнечная и солнечно-земная физика — 2014. XVIII Всероссийская ежегодная конференция с международным участием. – СПб. -2014.
31. Боголепов М.А. О колебаниях климата Европейской России в историческую эпоху. Землеведение. Кн.2 / М.А. Боголепов. – М.: Наука, 1907. – 162 с.
32. Markov, K. K. (1949). On the relationship between changes in solar activity and the Earth's climate. Questions of geography, 12, 15–26.
33. Predtechensky, P. P. (1948). Cyclicity in the fluctuations of solar activity. Trudy GGO, 8 (70), 128–132.
34. Shnitnikov, A. V. (1951). Variability of solar activity for the historical era on the basis of some of its earthly manifestations. Bulletin of the Commission of Inquiry of the Sun, 7, 56–72.
35. Eigenson, M. S. (1957). Essays physiographic manifestations of solar activity. Lviv, 252.
36. Eddy, J. A. (1976). The Maunder Minimum. Science, 192, 1189–1202.
37. Borisenkov, E. P. (1988). Climate variations over the last millennium. Lviv, 275.
38. Дергачев В.А. Васильев С.С., Распопов О.М., Юнгер Х. Геомагнитное поле, космические лучи и климат Земли: связь изменений // Известия РАН. Сер. физ. - 2011. - Т.75, №6. - С.898-901.
39. Распопов О.М., Дергачев В.А., Дмитриев П.Б., Козырева О.В. Проявление вариаций солнечной активности 70-45 млн. лет назад // Геофизические процессы и биосфера. - 2013. - Т.12, №3. - С.33-55.
40. Kovalenko, V. A., Zerebtsov, G. A. (2014). The influence of solar activity on climate change. Atmospheric and Oceanic Optics, 27 (2), 134–138.
41. Salby, M. L. Fundamentals of Atmospheric Physics [Text] / M. L. Salby. – New York: Academic Press, 1996. – 560 p.

42. Авдюшин, С.И. Солнце, погода и климат: сегодняшний взгляд на проблему (обзор) / С.И. Авдюшин, А.Д. Данилов // Геомагнетизм и аэрномия. - 2000. -Т. 40. - N 5. - С. 3-14.
43. Pudovkin, M.I. Influence of solar activity on the lower atmosphere state / M.I. Pudovkin // Intern. J. Geomagn. Aeron. - 2004. - V. 5. – N 2. - GI2007. - doi: 10.1029/2003GI000060.
44. Wigley, T.M.L. Climatic change due to solar irradiance changes / T.M.L. Wigley, S.C.B. Raper // Geophys. Res. Let. - 1990. - V. 17. - N 12. - P. 2169-2172.
45. Markson, R. Solar modulation of atmospheric electrification and possible implications for the Sun-weather relationships / R. Markson // Nature. – 1978. - V. 273. - N 5658. - P. 103-109.
46. Markson, R. Solar Wind Control of the Earth's Electric Field / R. Markson, M. Muir // Science. – 1980. - V. 208. - N 4447. - P.979-990.
47. Лободин Т.В. Оценка токов подзарядки Земли от грозных облаков / Т.В Лободин //Труды III Всесоюзного симпозиума. Атмосферное электричество.–Л.: Гидрометеиздат, 1988.– С. 18–22.
48. Брайан А. Тинсли (Brian A.Tinsley)¹ и Фангкюн Ю (Fangqun Yu). Атмосферная ионизация и облака как связь между солнечной активностью и климатом.
49. Bazilevskaya, G.A. Cosmic ray induced ion production in the atmosphere / G.A. Bazilevskaya, I.G. Usoskin, E.O. Fluckiger, et. al. // Space. Sci. Rev. - 2008. - DOI 10.1007/s11214-008-9339-y.
50. Кузнецов В.В. Атмосферное электрическое поле: факты, наблюдения, корреляции, модели.
51. Usoskin I.G., Kovaltsov G.A. Cosmic ray induced ionization in the atmosphere: Full modeling and practical applications // J. of Geophys. Res. – 2006. – Vol.111.

52. Usoskin I.G., Kovaltsov G.A., Mironova I.A. Cosmic ray induced ionization model CRAC:CRII: An extension to the upper atmosphere. – 2010. –Vol.115.
53. Tinsley, B.A. Apparent tropospheric response to MeV-GeV particle flux variations: a connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds / B.A. Tinsley, G.W. Deen // J. Geophys. Res. - 1991. - V. 96. - P. 22283- 22296.
54. Tinsley, B.A. The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics / B.A. Tinsley // Rep. Progress Phys. - 2008. - V. 71. - P. 066801.
55. Tinsley, B.A. Electric charge modulation of aerosol scavenging in clouds: rate coefficients with Monte-Carlo simulation of diffusion / B.A. Tinsley // J. Geophys. Res. - 2010. - V. 115. - D23211
56. Tinsley, B.A. A working hypothesis for connections between electrically-induced changes in cloud microphysics and storm vorticity, with possible effects on circulation / B.A. Tinsley // Adv. Space Res. - 2012. - V. 50. - P. 791-805.
57. Ракипова, Л.Р. Влияние вариаций концентрации озона на термический режим атмосферы / Л.Р. Ракипова. - Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. - Л.: Гидрометеоиздат. – 1974. – С. 359-361.
58. Callis, L.B. Solar UV variability and its effect on stratospheric thermal structure and trace constituents / L.B. Callis, J.E. Nealy // Geophys. Res. Let. - 1978. - V. 5. - N 4. - P. 249-252.
59. Деминов, И.Г. О воздействии галактических космических лучей и солнечных протонных вспышек на озонный слой / И.Г. Деминов, А.М. Задорожный. - Современное состояние исследования озоносферы в СССР. - М.: Гидрометеоиздат. - 1980. - С. 113-123.

60. Дминов, И.Г. Озонный механизм влияния солнечной активности на термический режим средней атмосферы. / И.Г. Деминов, А.М. Задорожный, С.П. Перов. - Исследование верхней атмосферы Земли. - Труды IV международного симпозиума по космической метеорологии. - М.: Гидрометеиздат. - 1989. - С. 212-221.
61. Brasseur, G. Stratospheric chemical and thermal response to long-term variability in solar UV irradiance / G. Brasseur, P.C. Simon // J. Geophys. Res. - 1981. - V. 86. - N C8. - P. 7343-7362.
62. High, J.D. The impact of solar variability on climate / J.D. Haigh // Science. - 1996. - V. 272. - P. 981 –984.
63. Schindell, D. Solar cycle variability, ozone and climate / D. Schindell, D. Rind, N. Balachandran, J. Lean, P. Lorengan // Science. - 1999. - V. 284. - P. 305-308.
64. Криволуцкий А.А., Куницын В.Е. Атмосфера Земли / Модель космоса. МГУ. 2007. Т. 1. С. 668-726.
65. kondratyev, K. Y., Nicholsky, G. A. (1978). Solar activity and climate. Dokl. USSR Academy of Sciences, 243 (3), 607–610.
66. Roberts, W.O. Geomagnetic storms and wintertime 300-mb trough development in the North Pacific-North America area / W.O. Roberts, R.H. Olson // J. Atm. Sci. - 1973. - V. 30. - P. 135-140.
67. Dickinson, R.E. Solar variability and the lower atmosphere / R.E. Dickinson // Bull. Am. Meteorol. Soc. - 1975. - V. 56. - N 12. - P. 1240-1248.
68. Turco, R.P. Tropospheric sulfate aerosol formation via ion-ion recombination / R.P. Turco, F.Q. Yu, J.X. Zhao // J. Air and Waste Management Association. - 2000. - V. 50. - N 3. - P. 902-907.
69. Дмитриев А.А., Ломакина Т.Ю. Облачность и рентгеновское излучение космоса //Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 70–77.

70. Фролькис В.А., Кокорин А.М. Влияние различных представлений двухфазных частиц стратосферного аэрозоля и распределения их по размерам на оптические параметры и радиационный форсинг // Труды ГГО. - 2014. - Вып.571. - С.88-113.
71. Авакян С.В. Проблемы климата как задача солнечно-земной физики. //Солнечно-земная физика. Вып. 21 (2012) С. 18–27.
72. Доклад Рабочей группы I МГЭИК Доклад «Изменение климата, 2013 г.: Физическая научная основа». СПб. – 2014.
73. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971, 472 с.
74. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, 256 с.
75. Кренке А.Н., Золотокрылин А.Н. Исследование роли типов растительности во взаимодействии подстилающей поверхности и атмосферы. "Известия АН СССР, серия Физика атмосферы и океана", 1984, т.20, № 11, с. 1081-1088.
76. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем.- Л. Гидрометеиздат, 1980.- 168 с.
77. Панин Г.Н. Испарение и теплообмен водоема с атмосферой с учетом процессов в мелководной и прибрежной зонах.//Труды междун. Конф. Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе. М. 2006.
78. Viessman, W. Jr, G.L. Lewis, J.W. Knapp, 1989: Introduction to Hydrology. Harper and Row Publishers, Inc.
79. Bowen, I.S., 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physics Review*, Volume 27, pp. 779–787.
80. Harbeck, G.E. and J.S. Meyers, 1970: Present day evaporation measurement techniques. Proceedings of the American Society

- of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division, Volume 96, No. HY7, pp. 1381–1389.
81. Чукин В.В. Модуляция потока ГКЛ как фактор изменчивости испарения с поверхности мирового океана.
82. Чукин В.В. Корреляционные данные о связи между потоком космических лучей и глобальным количеством облаков // Фундаментальные исследования, 2007, No7, С.78-79.
83. Чукин В.В. Влияние солнечной активности на вариации количества облаков // Современные проблемы науки и образования, 2009, No6 (приложение "Науки о Земле"), С.3.
84. Электронный ресурс: NASA: http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2010/05feb_sdo/
85. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. ВМО № 8. Шестое издание. Женева. — 2010. — 2014. — 788 с.
86. Авакян С.В., Воронин Н.А., Кавтрев С.С. Закономерности отклика глобальной облачности на вариации солнечно-геомагнитной активности./Тезисы докладов VIII Всероссийской ежегодной конференции «Солнечная и солнечно-земная физика — 2014» 20 – 24 октября 2014 года, ГАО РАН, Санкт-Петербург. С.8
87. Электронный ресурс: National Geophysical DataCenter NOAA <http://www.ngdc.noaa.gov>
88. Электронный ресурс: Solar Terrestrial Dispatch : <http://solar.uleth.ca/solar/main.html>
89. Электронный ресурс: база данных по солнечно-земным связям Службы IPS Radio and Space Service и Australian Space Forecast Center: <http://www.ips.gov.au>.
90. Электронный ресурс: сайт Мичиганского технологического университета <http://www.geo.mtu.edu/weather/aurora>.

91. Электронный ресурс: Space Environment Center NOAA:
<http://www.sel.noaa.gov/sec.home>.
92. Космические данные. Месячный обзор // ИЗМИРАН АН СССР. — М. :
Наука, 1977 — 1988. — No 1 — No 12.
93. Электронный ресурс: Сайт Мирового Центра данных по солнечно-
земной физике. <http://www.wdcb.ru/stp/data/cosmic.ray>.
94. Rossow W.B., Schiffer R.A. Advances in understanding clouds from
ISCCP // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1999. V. 80. P. 2261–2287.
95. Rossow W.B., Schiffer R.A. ISCCP cloud data products. Bull. Amer.
Meteor. Soc., 72. – 1991. P.2–20.
96. WMO 1974: Manual on Codes. Vol. 1. WMO Publ. 306, World
Meteorological Organization, 348 pp.
97. International Cloud Atlas. Vol. 1. World Meteorological Organization,
1975. -155 pp.
98. International Cloud Atlas. Vol. 2. World Meteorological Organization,
1987. - 212 pp.
99. Электронный ресурс: сайт проекта ISCCP
<http://isccp.giss.nasa.gov/climanal7.html>.
100. Lockwood M., Frohlich C. Recent oppositely directed trends in solar
climate forcings and the global mean surface air temperature // Proc. Roy.
Soc. A. 2007. doi:10.1098/r5sspa. 2007. P. 1880.
101. Lean J. Living with a variable Sun // Physics Today. 2005. June. P.
32–38.
102. Белов А., Гарсиа Х., Курт В., Мавромичалаки Е. Протонные
события и рентгеновские вспышки за последние три цикла//
Космические исследования. 2005. Т. 43, № 3. С. 171–185.
103. Palle E., Goode P.R., Montanes-Rodriguez P., Koonin S.E. Changes
in Earth's reflectance over the past two decades // Science. 2004. V. 304. P.
1299–1301.

104. Palle E., Goode P.R., Montañés-Rodríguez P., Koonin S.E. Can the Earth's albedo and surface temperatures increase together// EOS. 2006. V. 87, N 4. P. 37–43.
105. Чернокульский А.В. Анализ глобального поля облачности и связанных с его вариациями климатических эффектов. Автореф.дис. М.- 2010. – 26 с.
106. Taylor K.E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram // J.Geophys. Res. 2001. V. 106. № D7. P. 7183–7192.
107. 107. Электронный ресурс: сайт проекта HOAPS <http://www.hoaps.org/>
108. Шарков Е.А. Пассивное микроволновое зондирование Земли: прошлое, настоящее и планы на будущее // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса: Сборник науч. статей. М., 2004. С.70-80.
109. Астафьева Н.М, Раев М.Д., Шарков Е.А. Портрет Земли из космоса. Глобальное радиотепловое поле // Природа. 2006. N9. С.17–27.
110. Andersson, A., Fennig K., Klepp C., Bakan S., Graßl H., Schulz J., 2010b: The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data—HOAPS-3. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, **3**, 143–194.
111. Adler R.F., Huffman G.J., Chang A., Ferraro R., Xie P., Janowiak J., Rudolf B., Schneider U., Curtis S., Bolvin D., Gruber A., Susskind J., Arkin P. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present) // J. Hydrometeor. –2003. –Vol.4. – P.1147-1167.
112. Игнатов Р. Ю. Сравнение эмпирических данных по испарению и осадкам. Анализ испарения и осадков в результатах численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России. М. – 2012.

113. Kidd C., Levizzani V., Laviola S. Quantitative precipitation estimation from Earth observation satellites // Rainfall: State of the science. Geophysical Monograph Series 191. 2010. P. 127-158.
114. Kalnay E, Kanamitsu M., R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, Dennis Joseph: The NCEP/NCAR 40 – Year Reanalysis Project.// Bull. Amer. Meteor. Soc. 77(3). 1996. P. 437-484.
115. Engelen R.J., Sephens G.L.. Use of the ECMWF reanalysis data in the assessment of the role of the hydrological cycle in the tropical intraseasonal oscillation.// Proceedings of the second WCRP international conference on reanalyses (Wokefield Park, nr. Reading, UK, 23-27 August 1999). 2000. WCRP-109. WMO/TD-NO.985. P. 201-204.
116. Электронный ресурс:
<http://dss.ucar.edu/datasets/ds728.1/data/v0010files/>
117. Fraedrich, K., H. Jansen, E. Kirk, F. Lunkeit, (2005). The Planet Simulator: Green planet and desert world, Meteorologische Zeitschrift, 14, pp. 305–314.
118. Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Luksch V., Lunkeit F. The Planet Simulator: Towards a user friendly model. // Meteorologische Zeitschrift, 2005. V. 14, N. 3. - P. 299-304.
119. Электронный ресурс: <ftp://ftp.unidata.ucar.edu/pub/netcdf>
120. Океанология. Океанография. Форум Oceanographers.RU. Режим доступа: <http://www.oceanographers.ru/forum/>
121. Ивлиева Н. Г. Об использовании в ГИС пространственно-временных данных в формате NetCDF // Геоинформационное картографирование в регионах России : материалы VI (заочной)

- Всероссийской научно-практической конференции (Воронеж, 20 ноября 2014 г.). – Воронеж : Научная книга, 2014. – С. 57–58.
122. Электронный ресурс:
www.izmiran.ru/POLAR2012/REPORTS/POLAR_2012_Belouschko2.pdf
123. Тесленок С.А., Тесленок К.С. Программное обеспечение для работы с пространственно- временными данными формата NETCDF. Электронная библиотека БГУ. Режим доступа:
<http://elib.bsu.by/handle/123456789/118253>
124. Электронные ресурсы: http://www.opendap.org/nc_clients;
http://nsidc.org/data/hdfeos/hdf_to_ascii.html
125. Электронный ресурс: <https://code.google.com/p/pythonxy>
126. Электронный ресурс: <http://www.epic.noaa.gov/java/ncBrowse>
127. Электронный ресурс:
<http://www.solvusoft.com/ru/download/fileviewpro>
128. Электронный ресурс: <http://resetius.ru/files/netcdf-reader1.0.1.tar.bz2>
129. Электронный ресурс: <http://www.iges.org/grads/grads.html>
130. Nymmik R.A., Suslov A.A., Characteristics of Galactic cosmic ray flux lag times in the course of solar modulation, Adv. Space Res. 16(9), 217-220, 1995
131. Чернева Н.В. Влияние природных процессов на формирование локального электрического поля атмосферы // Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. - Паратунка, 2010. – 124 с.
132. Nymmik R.A., Panasyuk M.I., Pervaya T.I., Suslov A.A., An analytical model, describing dynamics of galactic cosmic ray heavy particles Adv. Space Res. 14, 10, (10)750-(10)763, 1994.
133. Nymmik R. A., Panasyukand M. I., Suslov A. A. Galactic cosmic ray flux simulation and prediction // A&S. SpceRes.- Vol.17.- N.2. - pp.19-30 1996.

134. Garcia-Munoz M., Pyle K.R., and Simpson J.A., Solar modulation in the heliosphere: time and space variations of anomalous He and GCR. Proc. 21 st ICRC, V.6, 194-197, 1991.
135. Webber W.R., Simpson G.A. and Cane H.V., Radio emission, cosmic ray electrons, and the production of γ -rays in the Galaxy, ApJ., 236, 448-459, 1980
136. Сайт французской астрофизической лаборатории:
<https://previ.obspm.fr/index.php?page=forecasts&sub=ri12>
137. Lantos P. Predictions of galactic cosmic ray intensity deduced from that of sunspot number //Solar Physics. 2005 - 229: 373–386.
138. База данных среднемесячных значений числа солнечных пятен. Электронный ресурс ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/space-weather/solar-data/solar-indices/sunspot-numbers/international/tables/table_international-sunspot-numbers_monthly.txt
139. Данные прогноза числа солнечных пятен. Электронный ресурс http://solarscience.msfc.nasa.gov/images/ssn_predict.txt
140. Usoskin I.G., Bazilevskaya G.A., Kovaltsov G.A. Solar modulation parameter for cosmic rays since reconstructed from ground -based neutron monitors and ionization chambers //Journal of Geophysical Research, Vol. 116. - A02104. – 2011.
141. Hahn C.J., Rossow W.B., Warren S.G. ISCCP cloud properties associated with standard cloud types identified in individual surface observations // J. Climate, 2001, Vol.14., P.11-28.
142. GPCP. Электронный ресурс:
ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/gpcp/precip_mon.mean.nc
143. Rainer Feistel. Salinity and relative humidity: climatological relevance and metrological needs //АКТА ИМЕКО. - Vol 4. - N 4. – 2015. - P.57-61.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица А.1 – Результаты численной оценки временного сдвига между рядами чисел солнечных пятен и потенциалом солнечной модуляции

Δt , мес.	$\overline{\Delta\Psi}$, МэВ	σ_Ψ , МэВ	r
1	-91.2	45.6	0.79±0.11
2	-91.0	45.5	0.80±0.11
3	-90.7	45.4	0.81±0.10
4	-90.5	45.3	0.81±0.10
5	-90.3	45.2	0.82±0.10
6	-90.1	45.1	0.81±0.10
7	-89.9	45.0	0.81±0.10
8	-89.7	44.9	0.81±0.10
9	-89.6	44.8	0.80±0.11
10	-89.5	44.7	0.79±0.11
11	-89.3	44.7	0.78±0.12
12	-89.2	44.6	0.77±0.12
13	-89.1	44.5	0.76±0.13
14	-89.0	44.5	0.74±0.14
15	-88.9	44.4	0.73±0.14
16	-88.8	44.4	0.71±0.15
17	-88.7	44.4	0.69±0.16
18	-88.7	44.3	0.67±0.17
19	-88.6	44.3	0.65±0.18
20	-88.6	44.3	0.63±0.19
21	-88.5	44.3	0.60±0.20
22	-88.5	44.3	0.58±0.21
23	-88.5	44.2	0.55±0.22
24	-88.5	44.2	0.53±0.23
25	-88.5	44.2	0.50±0.24
26	-88.5	44.2	0.47±0.25
27	-88.5	44.2	0.44±0.27
28	-88.5	44.2	0.42±0.28

Продолжение таблицы А.1

Δt , мес.	$\overline{\Delta\Psi}$, МэВ	σ_{Ψ} , МэВ	r
29	-88.5	44.2	0.39±0.29
30	-88.5	44.2	0.36±0.30
31	-88.5	44.2	0.32±0.31
32	-88.5	44.2	0.29±0.32
33	-88.5	44.2	0.26±0.33
34	-88.5	44.2	0.23±0.34
35	-88.5	44.2	0.20±0.35
36	-88.5	44.2	0.17±0.35
37	-88.5	44.3	0.13±0.36
38	-88.5	44.3	0.10±0.37
39	-88.5	44.3	0.07±0.38
40	-88.5	44.3	0.04±0.38
41	-88.6	44.3	0.01±0.39
42	-88.6	44.3	-0.02±0.39
43	-88.6	44.3	-0.05±0.39
44	-88.6	44.3	-0.08±0.40
45	-88.6	44.3	-0.10±0.40
46	-88.6	44.3	-0.13±0.40
47	-88.7	44.3	-0.16±0.40
48	-88.7	44.3	-0.18±0.40

Распопов О.М., Дергачев В.А., Дмитриев П.Б., Козырева О.В. Проявление вариаций солнечной активности 70-45 млн. лет назад // Геофизические процессы и биосфера. - 2013. - Т.12, №3. - С.33-55.