

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

УДК [551.588.9]

Кузьминых Екатерина Владимировна

МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ
Фрактальный анализ климатических
временных рядов

Направление 510900 – Гидрометеорология

Программа 5109014 – Информационно-измерительные системы в
гидрометеорологии

Научный руководитель

канд. физ.-мат. наук, доцент

В.В. Чукин

Санкт-Петербург 2012

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Сокращения	4
Введение	5
1 История солнечно-земных связей	7
1.1 О циклах солнечной активности	8
1.1.1 11-летние циклы	8
1.1.2 22-летние циклы	9
1.1.3 Вековые циклы	10
1.1.4 Природа цикличности солнечной активности	10
1.2 Солнечно-земные связи и космическая погода	11
1.2.1 Воздействие ММП на атмосферную циркуляцию в Антарктике	14
1.2.2 Воздействие ионизирующей радиации на озоновый слой	15
1.2.3 Солнечная активность, ГКЛ и долговременные климатические вариации	16
2 Методы получения климатических данных	19
2.1 Кольца деревьев	21
2.1.1 Используемые методы	21
2.1.2 Реконструкции температуры	23
2.2 Морские, озерные и пещерные отложения	24
2.2.1 Кораллы	24
2.2.2 Склероспонгии и моллюски	25
2.2.3 Морские отложения	25
2.2.4 Озерные и торфяные отложения	26
2.3 Изотопы льда	29
2.3.1 Физические основы для выделения климатических показателей из ЛЮ	30
2.3.2 Калибровка и разрешение	32
2.4 Длины ледников	33
2.4.1 Факты	33
2.4.2 Восстановление температуры по данным длин ледников	34
2.4.3 Об основах реконструкций по длинам ледников	34
2.4.5 Дополнительная информация	35
2.5 Скважины	36
2.5.1 Скважины в горах и зоне вечной мерзлоты	37
2.5.2 Ограничения скважинных температурных реконструкций	37
2.5.3 Скважины в ледниках	40
3 Методы обработки климатических данных	41
3.1 Некоторые особенности обработки климатологических данных	42

3.1.1	Что такое метеорологический ряд	44
3.1.2	Использование определенных значений метеорологических значений	45
3.1.3	Характер кривых распределения метеорологических элементов	46
3.1.4	Точность климатических характеристик	47
3.1.5	Климатологическая однородность ряда	48
3.1.6	Устранение климатологической неоднородности	50
3.2	Спектральные методы	53
3.3	Вейвлет-анализ	55
4	Расчет фрактальной размерности	59
4.1	Фрактальные структуры	59
4.2	Природные фракталы	62
4.3	Фрактальность временных рядов	63
4.3.1	R/S метод	64
4.3.2	Алгоритм Хигучи	65
5	Анализ полученных результатов	68
5.1	Используемые данные	68
5.2	Фрактальная размерность чисел Вольфа	68
5.3	Фрактальная размерность параметров атмосферы	71
5.3.1	Фрактальная размерность приземной температуры	73
5.3.2	Фрактальная размерность влагозапаса атмосферы	74
5.3.3	Фрактальная размерность облачности	76
5.3.4	Фрактальная размерность солнечной постоянной	77
	Заключение	79
	Список использованных источников	81

СОКРАЩЕНИЯ

- ПСИ - полное солнечное излучение;
- СКЛ - солнечные галактические лучи;
- ГКЛ - галактические космические лучи;
- ММП - межпланетное магнитное поле;
- УФИ - ультрафиолетовое излучение;
- РКС - региональная кривая стандартизации;
- ЛИО - ледовые изотопные отношения;
- ДВП - дисперсное вейвлет-преобразование;
- ИВП - непрерывное вейвлет-преобразование

ВВЕДЕНИЕ

О том, что Солнце воздействует на Землю, люди догадывались очень давно и интерес этот неслучаен. По мере выяснения физических сторон влияния Солнца на Землю обнаружилось огромное прикладное значение этой проблемы для радиосвязи, магнитной навигации, безопасности космических полетов и прогнозирования погоды.

Вопрос о реальности и физическом механизме солнечно-земных связей имеет длительную историю: от полного отрицания до предписания ему определяющей роли всех изменений.

Одной из наиболее *актуальных* и в то же время вызывающей самые ожесточенные споры проблемой в современной геофизике можно считать вопрос о воздействии солнечной активности на состояние нижней атмосферы Земли и погоду. Исследования, выполненные за последние годы, позволили найти ключ к преодолению ряда противоречий, и тем самым приблизить нас к решению проблемы солнечно-земных связей. Таким образом, перед современной наукой стоит очень важная задача: выяснить закономерности воздействия солнечной активности на земные процессы.

Целью данного диссертационного исследования является оценка возможного влияния солнечной активности на атмосферу Земли с помощью методов фрактального анализа.

Для достижения данной цели был поставлен ряд *задач*, а именно:

- 1) осуществить обзор методов сбора и обработки климатической информации;

2) разработать программное обеспечение для расчета фрактальной размерности;

3) проанализировать полученные данные и сделать выводы о возможных закономерностях солнечно-земных связей.

В первой главе подробно рассказывается о том, как развивалось данное направление научных исследований и какими знаниями мы обладаем сегодня. Глава вторая посвящена науке палеоклиматологии и тому, как с её помощью получают продолжительные климатические ряды. Для анализа климатических показателей существует несколько методов: статистический, спектральный, вейвлет-анализ и фрактальный анализ. Подробно о первых трех методах и о специфике их использования в климатических исследованиях говорится в третьей главе. Четвертая глава полностью посвящена фрактальному анализу, и какие его в его рамках существуют алгоритмы. Наконец, в пятой главе представлены результаты проведенного исследования.

1 История солнечно-земных связей

Впервые сообщения о пятнах на Солнце появились в 800 г. до н. э. в Китае, а первые рисунки относят к 1128 г. В 1610 г. астрономы впервые использовали телескоп для наблюдения Солнца. Первоначально исследователей интересовала природа пятен и их поведения [1]. Несмотря на то, что физическая природа пятен оставалась неизученной до XX века, наблюдения продолжались. В XV и XVI вв. по причине малого количества наблюдений, было довольно сложно проводить исследования. Сегодня этот период рассматривается как продолжительный период низкой СА, называемый минимумом Маундера. Однако уже к XIX веку у ученых имелся довольно продолжительный ряд наблюдений числа пятен, для того чтобы можно было говорить о периодических циклах в активности Солнца. В 1845 г. профессор Д. Генри и С. Александер из Принстонского университета во время своих наблюдений с помощью термометра определили, что пятна излучают значительно меньше радиации по сравнению с окружающими областями Солнца.

Начало исследований связи изменений СА и климата Земли датируются началом 1900 года. Ч. Г. Аббот, учредив солнечную обсерваторию в Калама (Чили), определил 27 гармонических периодов СА в пределах цикла Хейла, включая циклы периодом 7, 13 и 39 месяцев. Более того в его работах говорилось о связи этих периодов с погодой посредством сопоставления солнечных трендов с температурой и уровнем осадков в городах.

После появления дендрохронологии начались попытки установить связь скорости роста деревьев с текущей СА и последующей интерпретацией прежних периодов [1]. Следующим шагом стали статистические исследования

связи погоды и климата с СА, которые приобрели особую популярность, начиная по меньшей мере с 1801 [2], после того как У. Гершель заметил связь между количеством солнечных пятен и ценами на пшеницу [2]. Результатами вековых исследований стали различные факты и гипотезы, о которых речь пойдет далее.

1.1 О циклах солнечной активности

1.1.1 11-летние циклы

В 1843 г. немецкий астроном–любитель Г. Швабе обратил внимание, что количество пятен на Солнце изменяется с периодичностью, близкой к 10 годам. Швейцарский астроном Р. Вольф (1816—1896), изучив результаты наблюдений за Солнцем, собранные в Цюрихской обсерватории с 1610 г., подтвердил эту закономерность, показав, что колебания солнечной активности, действительно, существуют, причем со средним периодом 11,1 года. Он же предложил количественно оценивать эту активность с помощью формулы.

На рисунке 1.1 показана кривая циклов солнечной активности, характеризующаяся числом пятен на Солнце.

Оказалось, что периодичность колебаний солнечной активности непостоянна: между годами максимумов чисел Вольфа проходит от 7 до 17 лет, а между годами минимумов — от 9 до 14 лет. 11-летние циклы проявляют себя не только в количестве пятен на Солнце, но и в широте их наблюдения относительно солнечного экватора.

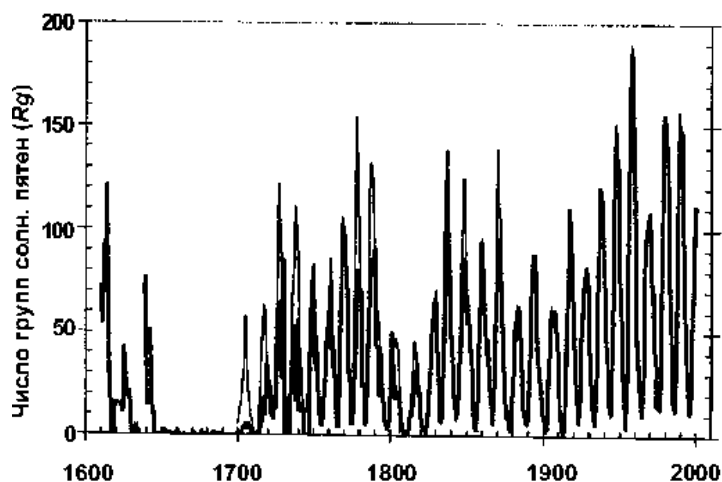


Рисунок 1.1 - 11-летние циклы солнечной активности, выраженные через числа Вольфа

Это наглядно видно на так называемой диаграмме «бабочек Шперера», представленной на рисунке 1.2, названной в честь немецкого ученого Г. Шперера. В начале 11-летнего цикла пятна обычно появляются на широтах $\phi = \pm 25 - 30^\circ$ от экватора Солнца, а в конце цикла — на широтах $\pm 5 - 10^\circ$.

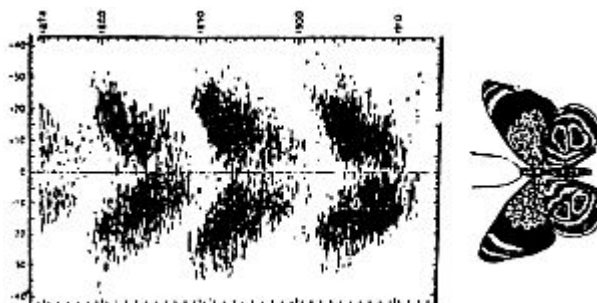


Рисунок 1.2 - Диаграмма «бабочек Шперера»

1.1.2 22-летние циклы

Исследование магнитных полей солнечных пятен, открытых в начале XX в. американским астрономом Дж. Хейлом, привело к выводу, что их полярность меняет знак при переходе от одного цикла к другому. Поэтому, с учетом магнитных полей пятен, правильнее говорить о 22-летних циклах

колебаний солнечной активности. Четные и нечетные циклы характеризуются противоположной полярностью магнитного поля пятен.

1.1.3 Вековые циклы

Рассматривая модуляцию высоты пиков солнечной активности на рисунке 1.1, можно прийти к выводу, что помимо 11-летних и 22-летних циклов существуют также циклы с периодичностью около 80 — 90 лет — так называемые вековые циклы. Выделяют и более длинные циклы, но их существование недостаточно обосновано из-за пока короткого времени точного количественного подсчета среднегодового количества солнечных пятен.

1.1.4 Природа цикличности солнечной активности

Первую гипотезу, объясняющую 11-летнюю цикличность солнечной активности, выдвинул еще Р. Вольф. Ее называют *планетарной гипотезой*. Вольф обратил внимание на близость периода обращения Юпитера вокруг Солнца (11,6 лет) и среднего периода циклов солнечной активности (11,1 года), предположив, что, подходя ближе всего к Солнцу в перигелии, Юпитер своим мощным гравитационным полем возмущает процессы, происходящие на Солнце. Другие более мелкие планеты обуславливают вековые и прочие циклы. Однако строгие математические расчеты показали, что эффект гравитационного возмущения поверхности Солнца Юпитером слишком слаб, чтобы вызвать такие колебания его активности. Вот почему появилась другая, *магнитогидродинамическая гипотеза*, создатель которой американский исследователь Солнца Х. Бэбкок объяснил периодичность солнечной активности процессами, происходящими на самом Солнце. Модель Бэбкока

была чисто феноменологической и состояла в допущении, что из-за дифференциального вращения Солнца имеют место неустойчивости его собственного магнитного поля, в которых изменяется плотность солнечной плазмы, возникают вихревые воронки и выбросы вещества — вспышки, отчего и появляются пятна. Однако ни модель Бэбкока, ни более поздние теоретические модели Р. Лейтона и других ученых не объясняют, откуда берется именно 11-летняя цикличность солнечных пятен. Поэтому появились различные варианты *комбинированных гипотез*, которые объединяют описанные выше планетарную и магнитогидродинамическую гипотезы. Их суть состоит в том, что Юпитер, хотя и не определяет величину колебаний солнечной активности, является своего рода их синхронизатором. Он, как маятник в часах, поддерживает постоянный период этих колебаний, образуя вместе с Солнцем автоколебательную систему. Роль же остальных планет существенно меньше и сводится только к модуляциям основного, 11-летнего цикла [3].

1.2 Солнечно-земные связи и космическая погода

Для того чтобы увеличился максимум теплового потока в годы, когда наблюдается солнечный максимум необходимо комбинация двух противоположно направленных факторов: более яркого свечения факелов и других активных образований, и частично компенсирующего влияния солнечных пятен, блокирующих конвекционный перенос тепла из внутренних слоев Солнца в фотосферу. При временных интервалах порядка месяца поток энергии меняется в основном из-за эволюции активных областей и их несимметричного расположения на вращающемся Солнце.

Изменение полного солнечного излучения (ПСИ) на 0,1% должно приводить к изменению поверхностной температуры Земли на 0,05 °С. Эта величина не пренебрежимо мала и может быть выделена из статистики наземных температур.

Как бы то ни было, проблема влияния изменчивости солнечной активности на климат и атмосферу не завершается настолько простым решением и на то есть ряд причин [4]. Во-первых, так как наблюдения ведутся всего лишь около 30 лет, то остается открытым принципиально важный вопрос о наличии более долговременных, чем 11-летние, вариаций ПСИ. Существующий тренд в 0.004% за год приведет к изменению температуры на 0.3°С в течение ста лет. И это заметная величина, если вспомнить, что при глобальном потеплении в двадцатом столетии температура в северном полушарии поднялась на 0.6°С. Более того есть еще и возможный вклад солнечных вариаций в изменения земного климата в прошлом. В частности, сильное похолодание в конце XVII в. совпало с так называемым маундеровским минимумом солнечной активности. Во-вторых, зафиксированные изменения температуры примерно в два раза больше ожидаемых из чисто термодинамических соображений. Хотя энергия солнечного ветра, солнечных и галактических космических лучей пренебрежимо мала в сравнении с ПСИ, однако их потоки возрастают в десятки и сотни раз во время солнечных возмущений и они могут оказывать опосредованное воздействие на динамику и радиационный баланс атмосферы [5]. Например, солнечные и галактические космические лучи (СКЛ и ГКЛ), высыпания магнитосферных частиц создают дополнительную ионизацию, что может изменять оптические свойства атмосферы. Вариации солнечного ветра и межпланетного магнитного поля (ММП) могут оказывать влияние через глобальную электрическую цепь. Конкретные физические механизмы, отвечающие за воздействие этих факторов на атмосферную динамику и климат, пока достоверно не установлены.

Статистический анализ возможных связей между соответствующими солнечными и земными параметрами в отдельных случаях показывает значимую корреляцию, но часто приводит и к противоположным результатам. Так например, имеются определенные указания на связь глобальных климатических осцилляций *ENSO* (El Nino Southern Oscillation — изменения циркуляции в тропической зоне Тихого Океана с периодичностью от трех до семи лет, приводящие в частности к аномалиям температуры прибрежных вод) и *NAO* (North Atlantic Oscillation — изменения градиентов меридионального давления в Северной Атлантике, влияющие на циклоническую активность над Европой) с геомагнитной активностью. В целом, однако, следует отметить неоднозначность этих данных, в частности, такая связь обнаруживается только после 1970–80 гг [4].

Статистические данные о влиянии ГКЛ на облачность приводились в работах [6]. Однако, во многих исследованиях были получены и противоположные результаты [7]. Например, корреляция с ГКЛ теряется, если данные о глобальной облачности разложить по высоте, типу облаков, по регионам. Исследование вариаций низкой облачности по синоптическим данным и регистрации солнечных дней показало, что глобальная облачность увеличивалась в течение XX в. безотносительно к вариациям потока ГКЛ.

Из-за слабости фактора воздействия и сложности нелинейной климатической системы Земли при таком анализе необходимо учитывать, что система атмосфера— океан имеет собственные характерные частоты, в том числе и в диапазоне периодов солнечных циклов. При воздействии даже слабого внешнего сигнала с похожим периодом может иметь место синхронизация или сдвиг фазы, изменение амплитуды колебаний. В частности, характерные времена тепловой циркуляции в океане составляют несколько лет, что существенно модифицирует глобальный отклик на периодах порядка солнечного цикла. Кроме того, различия в альбедо и теплоемкости разных типов поверхности Земли (океанов, ледяного покрова,

континентов, облачного покрова), а также наличие развитой конвекции приводят к неоднородному и возможно противоположному региональному климатическому отклику на внешнее воздействие.

Далее представлены несколько примеров работ российских специалистов по этой тематике, иллюстрирующих возможные подходы к проблеме.

1.2.1 Воздействие ММП на атмосферную циркуляцию в Антарктике

На антарктических станциях “Восток” и “Купол” была обнаружена зависимость атмосферной температуры от параметров солнечного ветра. После 6-часового воздействия южного ММП рост температуры достигает около 5° примерно через 1–1.5 сут. после максимального отрицательного *BZ*; 15-часовое воздействие южного *BZ* приводит к потеплению в 10° с уменьшением времени задержки до 12 ч [4].

Одновременно с потеплением атмосферы в приземном слое на высотах более 10 км происходит выхолаживание. На этом основании был сделан вывод, что резкое возрастание электрического поля солнечного ветра приводит, посредством глобальной электрической цепи, к формированию (или усилению) облачного слоя на высотах 5–10 км. Этот слой действует как экран, замедляющий радиационное выхолаживание воздуха, лежащего на ледяном куполе центральной Антарктики. В результате, в приземном слое атмосферы будет происходить потепление, а выше облачного слоя — похолодание, что и наблюдается в действительности [4].

В Центральной Антарктике в зимний сезон действует уникальная для Земли система кatabатических (стоковых) ветров. Вследствие сильного радиационного охлаждения атмосферы у поверхности купола, воздушные массы стекают вдоль наклонной поверхности купола из наиболее высокой части южного континента радиально к берегам Антарктики, где они под

действием силы Кориолиса разворачиваются по часовой стрелке и формируют стабильный циркумполярный вихрь. Таким образом, в зимний сезон над Антарктикой формируется система вертикальной атмосферной циркуляции, включающая сток воздушных масс вдоль Антарктического купола, их конвергенцию и восходящий поток вдоль береговой линии, и нисходящий поток в околополюсной области. Катабатический ветровой режим является одним из наиболее стабильных атмосферных процессов на Земле.

Аномальное потепление в околополюсной области приводит к нарушению этого регулярного ветрового режима и появлению ветров аномальных направлений. Как можно видеть, на береговых станциях аномальные ветры направлены от берега на север, в сторону экватора. Появлению аномальных ветров, как правило, предшествует сильное увеличение южной *BZ*-компоненты ММП. Таким образом, возмущенный солнечный ветер воздействует, через драматические потепления на ледниковом куполе Антарктики, на всю систему ветров над Южной полярной областью, что, в свою очередь, может влиять на динамику Южной осцилляции (ENSO).

1.2.2 Воздействие ионизирующей радиации на озоновый слой

Помимо основных газов - молекулярного азота и молекулярного кислорода, в атмосфере существуют так называемые «малые газовые составляющие», к которым относится и атмосферный озон, эффективно поглощающий солнечное ультрафиолетовое излучение (УФИ). Максимум слоя расположен на высоте примерно 20–25 км. Кроме солнечного электромагнитного излучения на озон оказывают воздействие также корпускулярные потоки (солнечные и галактические космические лучи и релятивистские электроны, высыпающиеся из радиационных поясов).

Наблюдения с американского спутника «Nimbus-4» позволили впервые зафиксировать уменьшение содержания озона в высоких широтах после вспышки на Солнце в августе 1972 г. Изменения в интенсивности солнечного УФ-И приводят к слабой (порядка 2%) модуляции общего содержания озона в фазе с циклом солнечной активности [4]. Наиболее сильная ионизация в средней атмосфере вызывается протонами солнечных вспышек. Длительность их воздействия может меняться от нескольких часов до нескольких дней. Время жизни NO в атмосфере достаточно велико (до месяцев) и высокоширотное воздействие вызывает эффекты планетарного масштаба вследствие переноса дополнительно образовавшихся молекул окислов азота в ходе глобальной атмосферной циркуляции. Время жизни OH относительно мало (часы в мезосфере). Таким образом, во время протонной вспышки следует ожидать сильной, но короткой реакции (разрушения) озона в мезосфере, обусловленной каталитическим циклом с участием окислов водорода, и более затяжной (от суток до полугода в зависимости от мощности события) реакцией озона в стратосфере (где его больше), обусловленной увеличением содержания NO. При этом интегральный вклад космических лучей в изменение общего содержания озона будет в основном обусловлен увеличением NO в стратосфере, где расположен максимум в содержании озона.

1.2.3 Солнечная активность, ГКЛ и долговременные климатические вариации

Влияние солнечной активности на атмосферные процессы посредством модуляции потоков ГКЛ обычно объясняется изменением прозрачности атмосферы, связанным с формированием аэрозольного слоя и облачности, в свою очередь, регулируемыми поступающую на поверхность Земли солнечную энергию.

Ионы, генерируемые под воздействием потоков ГКЛ в атмосфере, увеличивают скорость образования ядер конденсации аэрозолей ($< 10^{-3}$ м) и скорость дальнейшего роста частиц до размеров ядер нуклеации ($\sim 10^{-7}$ м). В свою очередь, увеличение концентрации ядер конденсации в облаке должно привести к дальнейшему его развитию и соответствующим атмосферным эффектам.

Другая идея о воздействии потоков космических лучей основывается на изменении проводимости атмосферы. Ионизация от потоков ГКЛ приводит к усилению плотности тока в глобальной электрической цепи, увеличению накопления зарядов непосредственно вблизи поверхности грозового облака в области уже сформировавшихся капелек воды и центров конденсации. Это должно приводить к дальнейшему развитию облачности.

Экспериментальные данные о влиянии ГКЛ на облачность верхнего яруса, содержание аэрозолей и циркуляционный режим нижней атмосферы, вариации тропосферного давления и температуры приводились в самых различных работах. Более долговременные проявления связи солнечной активности и климата могут быть изучены с помощью палеоданных. Потоки ГКЛ в атмосфере Земли порождают радиоизотопы ^{14}C , ^{10}Be и другие. Время полураспада ^{14}C составляет 5730 лет, а ^{10}Be - порядка 1.5 млн. лет. Путем анализа их относительной концентрации по сравнению с нерадиогенными изотопами в датированных земных архивах (в которых возраст слоев известен с той или иной точностью — кольца деревьев, сезонные донные отложения) выявлять изменения потока ГКЛ, и, следовательно, солнечной активности сотни и тысячи лет назад [8].

И действительно, содержание изотопов хорошо коррелирует с прямыми наблюдениями солнечной активности в последние несколько сотен лет. В вариациях содержания ^{14}C и ^{10}Be с той или иной степенью надежности

проявляются 11-, 22-, 80–90-, 200–210-, 2300–2400-летние солнечные циклы. Кроме самостоятельной ценности такой анализ создает базу для сопоставления изменений солнечной активности и изменений климата, известных по другим данным. Впервые проявление 11-летнего солнечного цикла в климатических процессах было выявлено при анализе вариаций ширины колец деревьев, которые, в основном, отражают локальные вариации летних температур или интенсивности осадков. В дальнейшем 11- и 22–23-летние периодичности были выявлены в вариациях поверхностной температуры океанов, периодичности засух, толщины океанических и озерных донных осадков, интенсивности атмосферных осадков и так далее. В последние годы, в связи с прогрессом в обработке данных ^{14}C и ^{10}Be , следы более долговременной 200–210- и 2300–2400-летней солнечной цикличности выявлены в периодичности наступления альпийских ледников, в вариациях плотности аэрозолей в гренландском и антарктическом льдах, в повторении засух, в вариациях толщины донных отложений в озерах и океанах, и т. д.

Итак, мы рассмотрели известные на сегодняшний день циклы солнечной активности и возможные механизмы влияния солнца на землю. Однако, даже при наличии такого количества теорий и данных наблюдений, вопрос о том каков механизм на самом деле остается открытым.

2 Методы получения климатических данных

Для того чтобы выявить особенности климата, типичные или редко наблюдаемые, необходимо использовать многолетний ряды наблюдений. В умеренных широтах используются 25—50-летние ряды; в тропиках их длительность может быть меньше. Среди таких данных в первую очередь выступают основные наблюдения за погодой. Помимо этого учитывают температуру верхних слоев почвы и водоемов, испарение воды с земной поверхности в атмосферу, высоту и состояние снежного покрова. А в XX веке в число климатических показателей вошли характеристики элементов теплового баланса земной поверхности, таких, как суммарная солнечная радиация, радиационный баланс, величины теплообмена между земной поверхностью и атмосферой, затраты тепла на испарение.

Однако подобные ряды все таки не дают достаточно информации если мы о говорим об изменениях климата за прошедшие тысячелетия. И здесь ученым пришло на помощь новое направление в климатологии, а именно палеоклиматология – наука об истории изменений климата Земли.

Первые попытки палеоклиматического толкования ископаемых органических остатков принадлежат английскому физику и математику Р. Гуку, установившему в 1686 [9], что когда-то на Земле климат был более теплым, и объяснившему этот факт изменением положения земной оси. Толчком к развитию палеоклиматологии послужило открытие и исследование в Европе следов четвертичного оледенения (одним из основоположников учения о оледенениях был Петр Кропоткин), которые стали главными объектами изучения палеоклиматологии. Однако сама наука ведет начало

лишь с 1988 г. , когда в качестве показателей древних климатов начали использовать наряду с палеонтологическими данными литологические, которые в значительной степени зависят от климатических факторов и служат весьма ценными климатическими индикаторами: соль (аридный климат), бокситы и бобовая руда (чередование влажного и сухого теплого климата), торф и каменный уголь, каолин (влажный климат), известняк (теплый климат), ледниковые морены (холодный климат). Появляются монографии по истории древних климатов (французский ученый Э. Даке, 1915; немецкие - В. Кеппен и А. Вегенер, 1924; американский - К. Брукс, 1926; немецкий - М. Шварцбах, 1950), в которых развитие климата ставилось в зависимость от какого-либо одного фактора. Так, К. Брукс объяснял изменение климата палеогеографическими условиями, В. Кеппен и А. Вегенер - перемещением полюсов и дрейфом материков.

Большой вклад в развитие палеоклиматологии как отдельной области знания сделал Альфред Вегенер. Он не только сделал много в деле создания палеоклиматических реконструкции, но и использовал их для восстановления расположения континентов и обоснования своей теории дрейфа материков — предтечи современной тектоники плит.

Мощнейшее развитие наука получила в конце 20-го — начале 21-го веков в связи с возрастающей остротой проблемы изменения климата. Ее решение или хотя бы понимание происходящего невозможно без тщательного изучения истории климата прошлых геологических эпох.

В конце 20-го века были проведены масштабные международные и междисциплинарные проекты по изучению климата. В их числе можно назвать бурение покровных ледников Антарктиды и Гренландии; бурение крупных континентальных озер с длительной историей осадконакопления: Байкала, Иссык-Куля, Каспийского моря и некоторых других. В результате получено огромное количество новых данных об истории климата

четвертичного и третичного периодов, однако создание климатической теории, объясняющей все факты, далеко от завершения. В научном сообществе нет единства по самым основополагающим вопросам.

2.1 Кольца деревьев

Исследование биологической взаимосвязи между температурой воздуха и изменениями в кольцах деревьев во времени (от суток до года) происходит в полевых условиях с использованием специальных инструментов, называемых дендрометрами.

Восстановленные значения температуры получаются из образцов, которые должны отвечать определенным стандартам. Часть исследовательской работы заключается в том, чтобы выбрать места, где ряд данных будет достаточно длинным, непрерывным и показательным для исследуемого климатического индикатора. В литературе по данной тематике можно найти необходимые справочники, чтобы всегда быть уверенным в том, что выбор образца (место, дерево и керн) сделан правильно. А именно, это должна быть отдаленная территория, где плотность деревьев мала для того, чтобы минимизировать существующую конкуренцию между деревьями. На выбранных образцах деревьев не должно быть следов насекомых, животных, пожаров, человека, микоза или омелы.

2.1.1 Используемые методы

Для того чтобы получить достоверные результаты, особое внимание уделяется повторяемости. На определенной территории выбирают 10-20 деревьев каждого вида. Используют в основном приростные керны.

Собранные образцы отправляют в лабораторию, где их сравнивают друг с другом. Метод сравнения с образцом используют для того, чтобы определить календарный год для каждого отдельного кольца. Сначала образцы сравнивают визуально, но как только становится известна ширина кольца в ход идут численные методы. Образцы или части образцов, которые не могут быть сравнены с остальными не входят в окончательную хронологию.

После того как проведено сравнение, можно измерить другие характеристики колец, такие как плотность, постоянный изотопный состав, размер клеток, толщину стенки, плотность смоляного канала и концентрацию металлов.

Для восстановления температуры воздуха на поверхности в прошлом используют толщину колец или максимум плотности поздней древесины. У последней наблюдается особенно высокая корреляция с температурой, особенно для летних периодов.

Так как поле температуры является низкочастотным, длина ряда единичного кольца, используемого для построения главной хронологии, может оказывать существенное влияние на построение основной хронологии и следовательно реконструкцию. Также бывает сложно определить какая часть временной автокорреляции относится к биологическим процессам а какая климатическим. Решить эту проблему можно с помощью расчета ожидаемого значения параметра кольца дерева (толщина, плотность и т.д.) как функции биологического возраста. А затем использовать полученную кривую роста для того, чтобы стандартизировать ряды для отдельных колец. Этот метод, называемый региональной кривой стандартизации (РКС) был впервые предложен в 1930-х в работе [10], позднее описан в [11], и стал популярным благодаря [12]. В качестве дополнения можно отметить, что РКС широко используется именно при восстановлении поверхностных температур [13,14,15].

2.1.2. Реконструкции температуры

Чтобы избежать риска, что хронология единичного кольца отразит влияние местных не климатических факторов, реконструкции часто опираются на сеть хронологий одной местности. Региональные сети обычно обладают сильной внутренней корреляцией, а сети размерами от континентов до полушария способны восстановить климатические данные синоптического масштаба. Когда реконструкция рассчитывается за два последних тысячелетия, количество доступных хронологий колец существенно уменьшается, а значит и уверенность в восстановленных данных сокращается.

Все палеоклиматические реконструкции основаны на «принципе однородности» [16], который говорит что современные естественные процессы вели себя похоже в прошлом. Хотя ограничивающие факторы, контролирующие параметры колец деревьев не изменились с прошлых лет, возможно что роль некоторых из них на единичной территории или в целом районе могла со временем поменяться. Эта возможность используется для объяснения «отклонений» (например, уменьшение корреляции) между температурой и параметрами колец в конце 20-го века [17].

Однако существует и другая гипотеза, почему может уменьшаться корреляция. Она заключается в том, что увлечение количества поступающей ультрафиолетовой радиации, в связи с уменьшением озонового слоя в стратосфере, отрицательно сказывается на росте деревьев.

Наиболее подходящим способом выделить влияние климата и узнать изменение температуры в прошлом является выбор районов вдоль экологических градиентов, например высоты или широты.

Улучшить качество реконструкций температуры можно другими способами. Некоторые из них заключаются в использовании максимальной температуры вместо средней, объединении различных параметров колец

деревьев связанных с температурой [18], выбор образцов с противоположной реакцией на температуру [19] и применение механистических моделей [20].

В заключении, можно назвать те пункты, которые активно развиваются сегодня и требуют исследований в будущем:

а) обновление хронологий той территории, где данные были собраны 20-30 лет назад;

б) увеличение количества и географического покрытия температурно-зависимых хронологий с длиной ряда более 1000 лет;

в) определение погрешности низкочастотных температурных сигналов;

г) проведение экспериментов по биофизической связи между температурой и кольцами деревьев;

д) отладка механистических моделей.

2.2 Морские, озерные и пещерные индикаторы

2.2.1 Кораллы

Кораллы, которые живут рядом с морской поверхностью ежегодно производят слои арагонита, который можно отобрать и использовать для восстановления климатических данных, изучая их геохимический состав. А именно, отношение ^{18}O к ^{16}O ($\sigma^{18}\text{O}$) в коралловом арагоните уменьшается с увеличением температуры морской поверхности и с уменьшением этого же отношения, но уже в самой воде во время формирования. $\sigma^{18}\text{O}$ в воде обычно сильно коррелирует с соленостью. Таким образом, значения $\sigma^{18}\text{O}$ кораллов, выросших на участках открытого океана можно использовать для реконструкции температуры морской поверхности и солености для данного участка океана.

Места для исследования выбираются из расчета близости к открытому океану и, как правило, хорошо омываемые. Самые крупные кораллы обычно

находятся с подветренной стороны и в наименьшей степени подвержены влиянию штормов и ила. По форме коралловый риф должен быть округлым и с минимальной эрозией на основании. В большинстве случаев с одного места собирают несколько кораллов, чтобы увеличить ряд данных. В идеале подобные реконструкции базируются на различных образцах из одной местности, но на практике очень немногие участки изучались подобным образом. Чаше коралловые реконструкции калибруют по инструментальным данным.

Продолжительные коралловые измерения за последние 100-400 лет доступны для районов тропиков и субтропиков Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Большинство этих данных говорит об общем уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ в 20-м веке, а это значит что температура поверхности повысилась, а сама вода стала менее соленой.

2.2.2 Склероспонгии и моллюски

Склероспонгии населяют мелководные тропические пещеры и выделяют арагонит (0.1- 0.2 мм в год). Относительно маленьким особям может быть больше 1000 лет. Измеренное в них отношение Sr к Ca (Sr/Ca) показывает корреляцию с температурой поверхности воды. Долгоживущие раковинные моллюски, как *Arctica islandica*, обитают в холодных поверхностных водах и отражают годовые темпы роста. Хотя многообещающий показатель $\delta^{18}\text{O}$ у моллюсков и геохимические данные в принципе доступны, их ряды слишком малы для продолжительных реконструкций температуры поверхности воды.

2.2.3 Морские отложения

Полезность использования морских отложений для восстановления изменений климата в Голоцене зависит от достаточной скорости накопления осадка (чтобы избежать смешивающего эффекта биотурбации доходящей до 8

см в год, а также от отложения осадков в бескислородных или кислородных океанических условиях (чтобы сохранить годичность слоев).

Оба типа внешних воздействий изучались чтобы выяснить влияние океана и атмосферы на отложения. В качестве примера бескислородного воздействия можно привести бассейн Кариако в Венесуэлле. Его годичные слои отражают изменения атмосферных условий, которые сопровождаются скачками в положении ВЗК, а именно местоположение и интенсивность осадков.

В дополнении можно упомянуть, что на некоторых устьевых и прибрежных участках скорости осаждения достаточны, чтобы позволить получить климатическую реконструкцию за последние 2000 лет.

2.2.4 Озерные и торфяные отложения

Во многих озерах, отложения содержат четкие сезонные слои или варвы, которые могут быть или органического (карбонат, кварц и органические вещества) или минералогического (смешанные крупнозернистые и мелкозернистые частицы) происхождения. Оба типа отложений теоретически дают ежегодные наблюдения, охватывающие тысячелетия, с обычной хронологической погрешностью в несколько процентов. Биология и химия морской воды часто чувствительны к температуре, но они также подвержены влиянию других факторов, как осадки, использование водораздела и атмосферное загрязнение. Чтобы получить однозначные признаки из озерных данных, исследователи часто выбирают участки в отдаленной местности, например, в высотной Арктике. Летний, свободный ото льда период в Арктических Канадских озерах очень чувствителен к температуре и это в свою очередь было зафиксировано в толщине и природе сезонных варв. Озера в тропических и засушливых районах обычно более чувствительны к водному балансу, чем к температуре, как таковой. Следовательно, записи озерных отложений представляют собой один из ключевых естественных архивов для

реконструкции засух и затоплений. Таким образом, основное влияние на эти и подобные ряды озерных данных оказывает не температура сама по себе, а интенсивность засух, связанная с интенсивностью летних муссонов и осадков.

Биологические останки

Окаменелости, остающиеся в земных отложениях также представляют собой индикаторы для определения поверхностной температуры в прошлом. Личинки комаров и некоторые виды жуков крайне чувствительны к температуре и твердые части обоих организмов сохраняются в озерных и пещерных отложениях. Однако главное преимущество подобных данных заключается во временных масштабах, так как их можно использовать для периодов свыше последних 2000 лет. На торфяных болотах, амебы чувствительны к глубине грунтовых вод, которая в свою очередь в основном определяется количеством осадков и температурой.

Анализ пыльцы является ключевой техникой для продолжительных рядов климатической и растительной истории, но не предоставляет данных необходимой временной точности или достоверности, чтобы помочь напрямую в температурных реконструкциях за две последних тысячелетия, отчасти за счет того, что растения, производящие пыльцу, реагируют на климатические изменения с задержкой.

Метод проверки, используемый для всех этих организмов, основан на современной обучающей выборке в отличие от сравнения с прошлыми температурными изменениями по инструментальным наблюдениям. Минимум 30 участков анализируется вдоль климатического градиента на то, какие виды представлены на текущий момент (например, диатомовая водоросль на поверхности ила) и на ряд экологических измерений (рН, соленость, воду, температуру воздуха и другие). Эти современные выборки затем используются, чтобы калибровать группы прошлых видов, сохранившихся в осадочном керне с использованием многомерной статистической техники, основанной на регрессии.

Спелеотемы

Спелеотемы – это пещерные отложения похожие на сталагмиты. Они фиксируют изменения во внешнем климате с помощью различных индикаторов, включая интенсивность свечения, темпы роста и элементной изотопной химии.

Карбонат кальция, содержащийся в спелеотемах, фиксирует изменения изотопного состава в подземных водах пещер наряду с температурой. Он откладывается радиально так же как растущие вверх сталагмиты; данные годовых изотопных изменений $\delta^{18}\text{O}$ можно распределить во времени с помощью хронологизирующих техник и затем преобразовать в климатические показатели. Такие данные представляют собой совместные показатели температуры и осадков наряду с местными изменениями источника – но каждый из этих сигналов может быть определяющим для различных параметров. В тропиках и засушливых районах, количество выпавших осадков обычно является основным показателем для содержащегося в пещерном карбонате $\delta^{18}\text{O}$. Корреляция между данными спелеотем из пещер связанных с азиатскими муссонами и морскими данными о продвижении и отступлении ледников в Северной Атлантике позволяют сделать предположение о том, что вековые изменения климата в западном полушарии могут оказать различное влияние на местные особенности.

В некоторых холодных и влажных районах, значения пещерной температуры могут отвечать за изменения $\delta^{18}\text{O}$ и другие характеристики, и это особенно значимо, так как температура в пещерах остается стабильной в течение года и показывает среднегодовую температуру внешней окружающей среды. Современные характеристики спелеотем использовались для калибровки данных пещерных отложений в северной Скандинавии относительно изменчивости температуры в голоцене. Также, некоторые спелеотемы содержат годовые полосы во многом подобные озерным варвам

или кольцам деревьев, и это позволило получить высокое разрешение данных об изменениях пещерных изотопов за последние 2000 лет.

Ключевое преимущество способов представленных в этом пункте заключается в возможности получить много различных видов данных для анализа при использовании одного источника! Такие многопрофильные индикаторы - физические, химические и биологические могут обладать различными и независимыми основаниями для калибровки. Некоторые, но не все, морские, озерные и торфяные данные имеют годовое временное разрешение. А те, у которых нет годового профиля по меньшей мере могут отразить низкочастотные климатические вариации. Главной трудностью в данном случае является точность имеющихся данных, потому что в противном случае комбинированные данные окажутся более сглаженными по сравнению с действительными изменениями температуры.

2.3 Изотопы льда

Анализ стабильных изотопов в ледниках позволяет получить данные об изменениях климата высокой точности за длительные промежутки времени. В низких широтах этот параметр будет сочетанием температуры и гидрологических переменных. В полярных льдах он регулируется в основном температурой.

Изотопные данные из Тибета и Анд показывают, что климат 20-го века был необычными относительно предыдущих 2000 лет. Современные представления не позволяют нам выделить температурную составляющую данного параметра, но все данные подтверждают факт потепления Тибета за последнее столетие. Изменения климата Анд в пространстве и времени остается необъясненным. В Гренландии наблюдается выраженный период потепления около 1000 г.н.э и холодный с 1600 по 1900 [21], и небольшое

потепление с 20 века. Некоторые прибрежные зоны Антарктики показывают потепление в 20-м веке, но территория в целом – нет. Никакие из Антарктических участков не дают потепления в средние века.

Измерение кислород- и водород-изотопных отношений в ледовых ядрах, или ледовые изотопные отношения (ЛИО) являются важными температурными индикаторами, предоставляющими продолжительные ряды температурных изменений высокого разрешения на территориях с постоянными снежным покрытием и низкими температурами. Подобные изотопные данные дают информацию о климате, так как атмосферная влага, перенесенная холодными ледниками, очищается в процессе осадкообразования по мере охлаждения воздушной массы. Это очищение объединяется с зависимостью температуры от изотопных выделений при формировании снега, чтобы сформировать ЛИО. Оба этих фактора увеличиваются по своему воздействию по мере уменьшения температуры и, следовательно, корреляция ЛИО с температурой особенно сильна в холодных полярных районах. ЛИО географически ограничены местами с определенной толщиной льда, а именно полярные районы и высотные горные цепи. Особенно удачно, что территории Анд, Тибета и Гималаев и вулканы восточной части экваториальной Африки предоставляют ледовые данные для всех низких земных широт.

2.3.1. Физические основы для выделения климатических показателей из ЛИО

Температурная зависимость ЛИО объясняется теоретической физикой на молекулярном уровне наряду с геофизическими процессами на уровне планетарном. Однако на ЛИО может быть оказано существенное влияние иного характера и, следовательно, измерения должны быть откалиброваны независимыми температурными данными, чтобы их можно было использовать в качестве количественного точного термометра. Подобные калибровки

применялись для продолжительных рядов данных в полярных ледниках, но не для низкоширотных высотных ледяных кернов (Анды, Килиманджаро и Тибет), где куда сложнее изолировать и вычислить температурную составляющую сигнала.

В основном, ЛИО данные с целых районов полярных ледовых шапок дают хорошие температурные реконструкции. Низкоширотные ЛИО предоставляют параметр, зависящий от ряда гидрологических и температурных влияний на обширной территории, а также влаги вплоть до вершук снежных гор. Связь между ЛИО и температурой становится сильнее при низких температурах. Все ледниковые территории в низких широтах достаточно холодные чтобы это температурное воздействие хоть как-то отразилось на ЛИО. К двусмысленности результатов приводят и существенные остаточные влияние более теплых районов и местные процессы, связанные со снегопадами.

Количество осадков играет огромную роль. Рядом с уровнем моря на низких широтах изотопные отношения осадков, очевидно, не являются показательными для температурных изменений на уровне земли – процесс очистки воды в основном происходит в больших грозовых облаках, приводя к корреляции между количеством осадков и изотопами на уровне земли, нежели между температурой и изотопами. Высотные низкоширотные ледовые покровы находятся в области перехода, где свое влияние оказывает температура и осадки. На Тибете, ЛИО в южной части в основном зависят от муссонных осадков, в то время как на севере преобладает влияние температуры. В экваториальных Андах, ЛИО сохраняет влияние осадков над Амазонскими низменностями и частично коррелирует как с поверхностной температурой Тихого океана так и с температурами Амазонки. Как на Тибете, так и в Андах нет четкой зависимости между ЛИО и образованиями на снежных вершинах. Таким образом, ЛИО в этих местах не так сильно подвержены влиянию местных осадков, хотя влияние гидрологии

низменностей с наветренной стороны может оказаться существенным. Для экваториальной Африки вопрос остается открытым.

2.3.2 Калибровка и разрешение

Корреляция между ЛИО и температурой ярко выражена на холодных участках полярных ледяных щитов. Тем не менее, калибровка необходима, потому что такие факторы как сезонное распределение осадков, систематические грозы в теплую погоду и атмосферное перемешивание воздушных масс могут со временем меняться. Калибровка термометра основанного на ЛИО осуществляется за счет рядов различного временного масштаба с использованием данных погодных станций и спутников для годовых вариаций; газовых изотопных отношений для сезонных изменений климата и температур скважин для столетних и тысячелетних климатических циклов. Эти исследования доказали надежность ЛИО как термометра. Перед калибровкой, точность температурных изменений рассчитанных из ЛИО должна составлять значение кратное приблизительно двум. Температуры, фиксируемые с помощью ЛИО в полярных ледовых щитах, показательны для широкого района ледовой области и также несут на себе отпечаток температур больших масштабов.

Временное разрешение температурных реконструкций на основе ЛИО меняется от места к месту. Многие территории Гренландии, Канадской Арктики и тропиков обладают разрешением близким к годовому, в то время как места более засушливой Восточной Антарктики обладают только декадным (сезонным). Диффузионное сглаживание сокращает разрешение с годового до нескольких лет в большинстве мест. Следовательно, происходит увеличение масштаба при смещении назад во времени. Временное покрытие данными ЛИО оказывается самым большим в местах, где меньше всего снегопадов и самая большая толщина ледников и изменяется от 100000 лет в центральной Гренландии до 10 000 лет в высокоширотных тропиках и

береговой Антарктике и Гренландии. Большинство ледников в горах средних широт не могут предоставить продолжительных рядов подобных данных, так как ледовая масса слишком быстро сносится потоком.

2.4 Длины ледников

2.4.1 Факты

Данные о длинах ледников могут быть использованы для восстановления температуры. Они показывают глобальное потепление приблизительно на 0.6°C с 1850 по 1990 и более холодные условия для предыдущих нескольких столетий. Большинство ледников в районах высокогорных пастбищ за пределами полярных областей отступили за последние 150 лет, в основном за счет потепления. При изучении ледников также оказалось что, недавнее потепление не имеет прецедентов в масштабе тысячелетия, включая потепление и отступление ледников Анд и перемещение ледового покрова Антарктики.

Длина ледников также подвержена влиянию вариаций осадков, но снегопады на горных ледниках в настоящее время в среднем увеличиваются, так что модель отступления не зависит от ощущения климата.

Длины ледников предоставляют данные о температуре, независимые от других способов реконструкции температуры, включая инструментальные данные.

За пределами очень холодных полярных районов, большинство ледников горных пастбищ по всему миру отступали в основном в течение 20 века. В средних и высоких широтах отступление ледников было вызвано в основном потеплением климата, что увеличено потерю льда за счет таяния. В тропиках отступление ледников отчасти можно объяснить как изменениями температуры так и влагосодержания, в зависимости от времени и района.

В среднем, количество выпавшего снега увеличивается немного на этих ледниках в последнюю половину 20-го века. Это свидетельствует в пользу того факта, что осушение не является причиной отступления ледников для данного периода времени.

2.4.2 Восстановление температуры по данными длин ледников

Данные об изменении длин ледников в течение 20-го века и ранее анализировались, чтобы восстановить изменения температуры в прошлом. Этот анализ основан на физике ледников и дает температуру независимую от других методов ее реконструкции. В частности, реконструкции температуры по данным отступления ледников не калибруются по инструментальным данным. Взамен, они основаны на моделях динамики ледников которые крайне универсальны но откалиброваны по небольшому количеству тщательно изученных ледниковых систем для которых реальные модели динамики и энергетического баланса завершены. Такие реконструкции температуры в дальнейшем показательны, так как влияние теплых городов и изменений в землепользовании скорее всего очень малы.

Восстановленные температуры из данных о длинах ледников похожи для ледников низких и высоких широт. Основным фактором холодного климата нескольких веков, сменившегося потеплением в конце 19-го века наблюдается во всех изученных районах, хотя определенная разница в деталях существует.

2.4.3 Об основах реконструкций по длинам ледников

Для самых последних и подробных температурных реконструкций использовались ряды данных с большого количества ледников. Информация, необходимая для детального индивидуального моделирования для

большинства этих ледников не существует, и поэтому используются приближенные значения.

Таким образом, целесообразно предполагать, что изменения количества осадков стимулируют изменчивость (или шум) в данных о длинах ледников, но не контролируют мировую осредненную модель.

Региональные модели, с другой стороны, в некоторых случаях главным образом определяются осадками или другими переменными. Хотя потепление в последние сезоны является важным фактором, который определяет ледниковые отступления. Однако величина и значимость недавнего потепления все еще изучаются.

Температурные реконструкции, основанные на данных о длинах ледников и баланса масс ограничены по времени и пространству. Они не дают картины температурных изменений от года к году, а только среднее за период от нескольких лет до десятка (в зависимости от разрешения ряда измерений и точности ограничений в физике). Они не предоставляют никакой информации о большей части мира до 19-го века. Ограничения по географии объясняются тем очевидным фактом, что ледники существуют не везде, так что низкие и средние высоты в низких широтах в основном отсутствуют. Наконец, подобные реконструкции невозможны для горных ледников Антарктики потому что там настолько холодно, что таяние не является основным процессом потери массы, а значит зависимость от температуры совсем иная.

2.4.4 Дополнительная информация

Хотя и не пригодные для восстановления температуры, другие ледниковые индикаторы, как например таяние на ледовых вершинах, вскрывающаяся при этом органика и расслоение шельфовых ледников все же предоставляют информацию о температуре. Увеличение температуры в летнее время за последние 150 лет вызванное увеличением таяния на главной

ледовой шапке о. Элсмир в Канадской Арктике. Подобная степень таяния не наблюдалась за последние 1500 лет [21].

Это отступление ледников обнажило органику, которая безусловно разлагается будучи не покрытой льдом, включая человеческое тело и растения. Три из этих находок были датированы (из Альп, Вашингтона и Перу) и возраст каждой составил свыше 5000 лет д.н.э. Это значит, что можно смело предполагать, что текущее отступление ледников беспрецедентно за последние несколько тысячелетий на такой обширной территории. Тем не менее, по данным органики на передней части ледников в Альпах известно, что отступление ледников по интенсивности превышающее текущее однажды уже случилось на некоторых участках Европы и датируется от 800 н.э. до 8000 д.н.э. Его можно объяснить естественной изменчивостью, но при этом само явление остается крайне редким.

2.5 Скважины

Измерения температуры ниже земной поверхности показывают широкомасштабное потепление за последний век и более холодные условия для 4-х предыдущих.

Величина потепления с 1850 по 1990 оценивается примерно в 0.7 ± 0.2 °С, что согласуется с инструментальными данными.

Температуры, рассчитанные из данных скважин не калибруют по температурам, полученным инструментальными способами, таким образом предоставляя независимые ряды температуры прошлых лет.

Для периода с 1600 по 1900 гг., данные реконструкции обладают вековым масштабом, а значит дают долгосрочные тренды температуры, но не отображают сезонные или годовые изменения.

Когда изменяется температура на земной поверхности, температура подстилающей поверхности (почва, горы или лед) также изменится, так как тепло распространяется вертикально. Например, длительное увеличение температуры поверхности земли вызовет волну тепла, проникающую вниз. Вертикальное распределение температуры ниже поверхности земли, таким образом, содержит информацию о прошлых температурах поверхности. Такие глубинные профили температуры измеряются в скважинах, и их анализ используется, чтобы сформировать реконструкции температуры слоев, близких к поверхности, при условии, что температура земной поверхности и климатические температуры скважин тесно связаны.

2.5.1 Скважины в горах и зоне вечной мерзлоты

Анализ большого количества континентальных скважин дал температурные реконструкции за последние 500 лет. Эти реконструкции обладают двумя ценными особенностями. Во-первых, они не требуют калибровки. А во-вторых, измеряется сама температура, а не индикатор для температуры. Существуют определенные количественные неопределенности, но в целом тренды довольно надежны.

2.5.2 Ограничения скважинных температурных реконструкций

Временное разрешение и длина ряда реконструкции в значительной мере ограничены физикой процесса переноса тепла. Значение температуры поверхности невосстановимо искажается по мере проникновения на глубину. Таким образом временное разрешение ухудшается для прошлого. Для горных скважин и зоны вечной мерзлоты оно составляет несколько десятков лет в начале 20-го века и несколько веков в 1500. Температуры скважин

отображают только долговременные средние значения и стремятся преимущественно к периоду инструментальных измерений; они ничего не говорят нам про сезонные изменения или каком-то определенном годе, за исключением самых недавних. Для гор и зон вечной мерзлоты, тепловое смазывание достаточно сильное чтобы не допустить восстановления чистых значений температуры до 1500 года. Скважинные температуры доступны по территории Северной Америки, Европы, Южной Африки, Восточной Азии и Австралии, а вот по Южной Америке, Северной и Центральной Африке совсем нет информации, имеется также частичное покрытие Азии. Более того, используемые скважины являются наследством шахтной разведки, так что пространственное разрешение не выбиралось для того чтобы улучшить климатические реконструкции.

Существует два источника возможных ошибок в скважинных реконструкциях. Во-первых, скважинные температуры реагируют на температуру земной поверхности, а не вышележащие слои воздуха. Вполне вероятно, что две эти температуры будут по-разному вести себя во времени, например, из-за изменений в снежном покрове и влагосодержания почвы. Таким образом, существует ключевой вопрос в том являются ли долговременные тренды температуры воздуха и поверхности похожими. Хотя существуют определенные исключения, большинство доказательств указывает на то, что данное сходство достаточно сильное. Как и крупномасштабные географические средние, измеренные температуры поверхности соответствуют прогнозируемым напрямую из изменений температуры воздуха; и тренды воздуха в сравнении с поверхностью оказываются похожими на некоторых территориях.

Второй потенциальный источник ошибок – это нисходящее просачивание грунтовых вод в почву, которое может понизить температуру на глубине и быть неверно расцененным как потепление поверхности во

времени. Это может внести «тепловую» ошибку в реконструкции, основанные на континентальных скважинах, величина которой не рассматривалась систематически. Однако сходство между измеренной температурой поверхности и рассчитанной из температуры воздуха предполагает, что средняя ошибка должна быть небольшой для средних широт. В целом, ошибка грунтовых вод может стать проблемой только для влажных климатов и гор которые легко пропускают грунтовые воды (включая все высоко поломанные камни, песчаники и базальты). Эта ошибка не является причиной реконструированного потепления в зоне вечной мерзлоты северной Аляски и полусухих частях США и канадских равнинах, хотя отчасти могла повлиять на восток северной Америки по сравнению с западом. Сравнение инструментальных и скважинных трендов потепления в 20-м веке для отдельных районов не показало никакого последовательного смещения связанного с осадками. Скважинное потепление превышает инструментальное для влажных участков Северной Америки, но меньше для Европы и Южной Азии. Это может служить доказательством того, что ошибка, связанная с просачиванием грунтовых вод количественно мала для скважинных реконструкций больших масштабов.

Отдельно необходимо рассмотреть тот факт, что температура воздуха может изменяться сама по себе из-за многих местных факторов, включая обезлесивание и расширение городов. Скважинные температуры фиксируют подобные реальные изменения местного климата. Изменения связанные с сельским землепользованием не отбрасываются и представляют собой часть влияния человека на климат в сельских районах.

2.5.3 Скважины в ледниках

Небольшое количество скважин в ледниковом покрове также было проанализировано наряду с изучением льда. Такие скважины предоставляют более продолжительные во времени ряды, что объясняется чистотой льда, достаточной глубиной скважин и возможностью совмещения с изотопным анализом самого ледового покрова. Этот анализ может быть проведен только для сухого холодного льда, и таким образом ограничен полярными районами и некоторыми высотными участками. Как и с континентальными скважинами, временное разрешение реконструкций ограничено процессами переноса тепла. ледовые скважины могут быть использованы только для реконструкции продолжительных средних температур. Главное допущение для этих реконструкций заключается в том, что физический процесс переноса тепла во льдах хорошо изучен. Ледовые скважины, как и континентальные, дают историю местной температуры поверхности.

Таким образом можно сделать вывод о том, что палеоклиматологические исследования свидетельствуют о неразрывной связи климата земли с историей её обитателей, космическими факторами, геологическими событиями. При этом большинство этих факторов действуют совместно и одновременно, взаимно влияя друг на друга. То есть, установив некое изменение климата, его никогда нельзя однозначно связать только с одним фактором. И это лишь подтверждает факт, что для изучения климата и тем более его дальнейшего прогноза необходимы как можно более длительные ряды наблюдений, что и позволяет нам сделать палеоклиматология

3 Методы обработки климатических данных

Для анализа климатических изменений исходными данными служат временные ряды, которые содержат значения некоторых климатических показателей, например влажности, осадков, температуры и других за некий промежуток времени. Очевидно, что чем длиннее ряд, тем больше информации из него можно извлечь.

Для того чтобы выявить особенности климата, метеорологическую информацию обобщают за длительный период наблюдений. Для этого и существует климатологическая обработка.

Методы климатологической обработки определяют необходимый и достаточный для выявления особенностей климата набор климатических показателей, определяют и обосновывают способы получения достоверных климатических показателей по массовым данным метеорологических наблюдений [22].

Климатологическая обработка базируется на представлении о случайном характере метеорологических величин. Для того чтобы описать закономерности поведения случайных величин существует специальный раздел математики - математическая статистика.

Известно, что метеорологические величины не всегда являются действительно случайными. Однако они все же формируются по вероятностным законам [23]. А это значит, что в качестве основных климатических показателей принимаются характеристики распределения и структуры временных метеорологических рядов.

При анализе временных рядов можно выделить две цели:

- а) определение природы ряда;
- б) прогнозирование будущих значений по настоящим и прошлым.

Обрабатывая временной ряд, предполагают, что данные содержат систематическую составляющую (обычно включающую несколько компонент) и случайный шум (ошибку), который затрудняет обнаружение регулярных компонент.

Большая часть существующих методов исследования временных рядов предоставляет различные способы фильтрации шума, которые позволяют увидеть регулярную составляющую более отчетливо. Регулярные составляющие временных рядов принадлежат обычно к двум классам: они являются либо трендом, либо сезонной составляющей.

Тренд – есть общая систематическая линейная или нелинейная компонента, которая меняется во времени. Сезонная составляющая – это периодически повторяющаяся компонента. Часто оба вида регулярных компонент присутствуют в ряде одновременно.

Традиционно в климатологии используются тренды. Как правило, это решает только вторую задачу: предсказание будущих значений ряда, в то время как тренд ничего не говорит об устойчивости ряда. Кроме того, при построении тренда большое значение имеет выбор метода построения: обычная ли средняя, скользящая средняя и тому подобное. Результаты, полученные разными методами, могут значительно различаться.

3.1 Некоторые особенности обработки климатологических данных

В ее основе лежат общие методы математической статистики, которые применимы не только к метеорологическим данным, но и к любым другим

массовым материалам наблюдений или опытов. Однако для успешного применения этих методов совершенно необходимо учитывать специфику подлежащего обработке метеорологического материала. Физические свойства атмосферных процессов безусловно накладывают отпечаток на структуру метеорологических элементов, которая имеет ряд особенностей.

Во-первых, метеорологические элементы часто нельзя считать случайными величинами, коими в основном и оперирует математическая статистика.

Во-вторых, значения различных метеорологических элементов обычно связаны между собой, а также во времени и в пространстве.

Метеорологические ряды часто не являются однородными в силу различий условий и методов наблюдений. Большая же часть статистических методов рассчитана на однородные наблюдения. На разных метеорологических станциях ряды наблюдений имеют неодинаковую длину, в результате чего статистическая точность обобщенных характеристик, рассчитанных по данным рядам, неодинакова, и поэтому статистические характеристики по таким метеорологическим рядам нельзя сравнивать между собой. Вместе с тем, сравнение климатических данных в пространстве является одной из важнейших проблем климатологии, и поэтому необходимы методы, которые позволили бы уравнивать точность характеристик, полученных по рядам разной длины.

Так как характер подстилающей поверхности Земли весьма многообразен (по рельефу, ориентации к Солнцу, характеру почвы и растительности, наличию рек и озер), поля метеорологических элементов часто нельзя считать статистически однородными и применять к ним известные статистические методы анализа полей случайных величин.

3.1.1 Что такое метеорологический ряд?

По результатам метеорологических наблюдений может быть составлена некоторая статистическая совокупность числовых значений метеорологического элемента или характеристик атмосферного явления, которую принято называть рядом метеорологических наблюдений, или метеорологическим рядом.

Статистическая совокупность может быть представлена в виде простого статистического ряда или серии (метеорологический ряд, серия) либо в виде статистического распределения.

Примером хронологического ряда служат различного рода таблицы ежедневных записей результатов метеорологических наблюдений (например, таблицы месячной отчетности). В специальных целях может быть принята и другая последовательность расположения результатов наблюдений, например в порядке возрастания числовых значений членов ряда (ранжированный ряд).

Представление метеорологической совокупности в виде статистического распределения является одним из основных видов обобщения результатов многолетних наблюдений. Оно состоит в группировке числовых значений метеорологического элемента по определенным градациям (интервалам). Статистическое распределение записывается в виде таблицы, входами в которую являются интервалы (или середины интервалов) и численности, выражающие в том или ином виде частоту значений данного элемента, входящих в каждый интервал.

Статистическая совокупность в виде распределения позволяет получить первое представление об основных закономерностях многолетнего режима данного метеорологического элемента: о наиболее часто встречающихся значениях элемента и диапазоне его изменений.

Кроме частот, вычисляют также накопленные частоты, которые

получают, суммируя последовательно абсолютные или относительные частоты.

Накопленные частоты относятся не к серединам, а к границам интервалов, если они считаются по распределению.

3.1.2 Использование осредненных значений метеорологических элементов

Климатологические исследования не всегда базируются непосредственно на совокупности первичных результатов наблюдений. Например, при изучении изменений и колебаний климата, а также при решении целого ряда других задач, бывает достаточным воспользоваться совокупностью предварительно осредненных во времени или в пространстве значений метеорологических элементов. Например, ряды, подлежащие климатологической обработке, могут быть составлены из средних суточных экстремальных, средних месячных значений метеозаписей за отдельные годы, из средних широтных за отдельные месяцы и так далее.

Каждое значение такого ряда в климатологии принято условно рассматривать как результат некоторых "наблюдений".

Формально ряды таких "наблюдений" ничем не отличаются от рядов, составленных из результатов наблюдений в общепринятом смысле этого слова, каковыми являются значения метеорологических элементов в отдельные сроки, и обработка их проводится по тем же правилам. Однако свойства тех и других рядов по одному и тому же элементу могут, конечно, существенно различаться.

Таблицы осредненных данных являются менее громоздкими и довольно широко публикуются метеорологическими службами различных стран.

3.1.3 Характер кривых распределения метеорологических элементов

Статистические распределения удобно изображать графически. На графиках особенно отчетливо выделяются основные закономерности распределения изучаемого метеоэлемента. Сначала строятся гистограммы распределения, представляющие собой графическое изображение данных в виде площадей. Гистограмма состоит из ряда прямоугольников, основаниями которых служат значения интервалов, а высотами - частоты этих интервалов. На основе гистограммы затем строится кривая распределения. Кривая проводится плавно через верхние основания прямоугольников так, чтобы площадь, которую она отсекает от каждого прямоугольника, была равна площади, которую она прирезает к нему. Тем самым сохраняется равенство между площадью гистограммы и площадью, заключенной между кривой распределения и осью абсцисс.

Характер кривой распределения позволяет наглядно представить основные особенности структуры распределения значений метеорологического элемента.

В метеорологии встречаются следующие виды кривых распределения:

- а) одновершинные;
- б) U-образные (без вершины);
- в) двухвершинные и многовершинные.

Наиболее обширным является первый класс распределений, который имеет много разновидностей. Одновершинные распределения могут быть симметричными и несимметричными. Несимметричные распределения в свою очередь подразделяются на положительно асимметричные, или имеющие правостороннюю скошенность, и отрицательно асимметричные, или имеющие левостороннюю скошенность. Как положительно, так и

отрицательно асимметричные кривые бывают слегка и умеренно асимметричными и резко асимметричными.

Симметричные распределения свойственны тем метеорологическим элементам, значения которых не имеют легко достижимых физических пределов. Приблизительно симметрично или слегка асимметрично распределяются обычно в умеренных широтах в теплую половину года температура воздуха, атмосферное давление, упругость водяного пара, абсолютная влажность.

Там, где зимой образуется снежный покров, распределение тех же элементов становится умеренно асимметричным. Появляется некоторый фактор (влияние снежного покрова), который превалирует над другими примерно равноценными по вкладу погодообразующими процессами. Этот фактор ограничивает возможность появления некоторых значений метеорологических элементов. Возникает определенный предел. Поскольку этот предел является размытым и представляет собой некоторую область значений, асимметрия, как правило, не бывает слишком резкой. Степень асимметричности зависит от ширины данной области. В зависимости от того, в области каких значений (высоких или низких) имеются ограничения, асимметрия может быть правосторонней или левосторонней.

3.1.4 Точность климатических характеристик

Климатические характеристики вычисляются по ограниченному ряду наблюдений. А если исходный ряд наблюдений мал, то аномально высокие или низкие значения элемента, которые случайно могли оказаться в данном ряду, будут иметь большое влияние на величину вычисляемых по этому ряду статистических характеристик. В длинном ряду большие отклонения от среднего уровня, встречающиеся редко, поглощаются часто встречающимися средними отклонениями и не скажутся существенно на окончательном

результате.

Поэтому, вычисляя любую статистическую характеристику, надо заранее определить, какой должна быть длина исходного ряда для расчета характеристики с необходимой и достижимой точностью или, если мы лишены возможности выбрать длину ряда по своему усмотрению, какой ошибкой будет обладать статистическая характеристика, рассчитанная по данному ряду. В статистике принято оценивать точность характеристик по отношению к так называемым "генеральным" характеристикам, относящимся к "генеральным" совокупностям данных.

Генеральной называется совокупность всех возможных значений данной случайной величины. Чаще всего генеральная совокупность бесконечна, иногда очень велика. Характеристики такой генеральной совокупности называются генеральными.

В теории статистики получены формулы для оценки статистической ошибки основных характеристик, рассчитанных из рядов заданной длины по сравнению с генеральными. Из этих формул можно получить длину ряда, необходимую для получения характеристики с заранее заданной ошибкой.

3.1.5 Климатологическая однородность ряда

Обработка результатов является полноценной только в том случае, когда используются однородные ряды или учитывают неоднородность ряда. Различают климатологическую и статистическую однородность.

Климатологически однородным считается такой ряд, характеристики которого изменяются от года к году или от некоторого периода лет к другому периоду лишь в соответствии с естественной изменчивостью макропроцессов, оказывающих влияние на погоду и климат данного района

Статистически однородный ряд - это так называемый "стационарный" ряд, для которого на всем его протяжении является характерным

колебание членов ряда около одного и того же уровня (средней арифметической) примерно в одном и том же диапазоне.

Статистически однородный ряд всегда является климатологически однородным. Климатологическая однородность (так же как и неоднородность) данного метеорологического ряда еще не означает его статистическую однородность (или неоднородность).

Для того чтобы выявить и устранить неоднородность существует несколько методов:

- а) метод сопоставления данных одной и той же станции по годам;
- б) метод соответствующих разностей;
- в) метод соответствующих отношений.

Метод сопоставления данных на одной и той же станции

Этот метод возможно применять в тех случаях, когда естественная изменчивость метеорологического элемента меньше изменения, вызываемого неоднородностью ряда. Тогда в ряду будут четко выделяться периоды лет с различным уровнем значений метеорологического элемента.

Метод соответствующих разностей

Выявление неоднородности рядов данным методом становится возможным потому, что для некоторых метеорологических элементов (например, давление, температура воздуха) разность их значений на двух соседних станциях изменяется от года к году заметно меньше, чем сами значения этих элементов. Если заведомо известно, что один из сравниваемых рядов однороден, то признаком нарушения однородности другого ряда является резкое изменение, начиная с какого-то года, разностей по сравнению с предыдущим периодом

Метод соответствующих отношений

Данный метод применяется к тем метеорологическим элементам (например, количество осадков, высота снежного покрова), для которых

характерно приблизительное постоянство отношений. Это означает, что отношение значений данного метеорологического элемента на двух соседних станциях незначительно изменяется от года к году. Если заведомо известно, что один из сравниваемых рядов является однородным, то признаком нарушения однородности другого ряда будет резкое изменение, начиная с какого-то года, величины отношения по сравнению с предыдущим периодом.

3.1.6 Устранение климатологической неоднородности

После выявления климатологической неоднородности возникает вопрос об ее устранении. Вопрос об устранении неоднородности ряда решается в каждом отдельном случае в зависимости от причины неоднородности, от возможности получения достаточно точных поправок на неоднородность, а также от задач, стоящих перед климатологом.

Приведение рядов к одному периоду

Одна из задач климатологической обработки наблюдений состоит в том, чтобы получить для различных станций не только достаточно точные, но и сравнимые между собой климатические характеристики. Для этого необходимо, чтобы продолжительность рядов была достаточно большой и одинаковой на различных станциях. В основе теории приведения рядов к одному периоду лежит известная согласованность в ходе метеорологических элементов на соседних станциях. Согласованность во времени связана с тем, что процессы, протекающие в атмосфере, захватывают обширные пространства. Наиболее широкое применение находят два метода приведения: метод разностей и метод отношений.

Критерий целесообразности приведения

Очевидно, что по мере увеличения расстояния между станциями степень связи между ними постепенно ослабевает и целесообразность приведения уменьшается. Начиная с некоторого расстояния, связь становится

настолько слабой, что согласованность в колебаниях элемента нарушается и приведение уже не дает ожидаемого повышения точности средней на короткорядной станции. Отсюда следует, что необходимо установить объективные критерии, которые позволяли бы судить о том, целесообразно ли приводить данную короткорядную станцию В к некоторой длиннорядной станции А. Такие критерии существуют для каждого метода приведения и носят название критериев целесообразности приведения.

В случае когда отсутствует достаточно тесная связь, метод разностей и метод отношений использоваться быть не могут. Приходится использовать другой путь для приведения рядов к длинному периоду- путь косвенного приведения.

Методы косвенных расчетов

Наиболее распространенными в климатологической практике являются два графических метода: метод косвенного расчета, носящий название метода "номограмм", и графический метод косвенного определения экстремальных и некоторых других климатических характеристик с помощью специальных клетчатой с функциональными шкалами.

Рассмотрев особенности обработки климатических данных, напомним себе о том, какие в принципе существуют статистические методы и о том, какие в принципе задачи они могут разрешить.

Таблица 3.1 – Основные задачи и методы статистического анализа

Основные задачи	Применяемые методы
Отбор данных	Диаграммы
	Статистические критерии
Подбор модельного распределения	Диаграммы
	Статистические критерии

Исследование взаимосвязей между различными факторами	Корреляционный анализ Дисперсионный анализ
Поиск скрытых причин, объясняющих ситуацию ситуацию	Факторный анализ
Распределение объектов генеральной совокупности на относительно однородные группы	Кластерный анализ Дискриминантный анализ

Корреляционный анализ - статистический метод анализа данных, предназначенный для исследования взаимозависимости выборок. Основной показатель выборочный коэффициент корреляции. Корреляционный анализ является составной частью любого статистического исследования.

Дисперсионный анализ - статистический метод анализа данных, предназначенный для исследования степени влияния независимых переменных на зависимые.

Факторный анализ - статистический метод анализа данных, предназначенный для выявления скрытых причин (факторов), объясняющих исследуемую ситуацию с одновременным стремлением минимизировать число этих факторов.

Кластерный анализ - совокупность алгоритмов обработки данных, предназначенных для распределения исследуемых объектов на относительно однородные группы (кластеры), причем число кластеров заранее не известно. Дискриминантный анализ статистический метод анализа данных, предназначенный распределения исследуемых объектов по заранее заданным группам. .

Регрессионный анализ – статистический метод анализа данных, предназначенный для исследования зависимости одной переменной от одной или нескольких независимых переменных.

Многомерное шкалирование – позволяет получить пространственное отображение отношений, существующих между объектами.

3.2 Спектральные методы

Цель спектрального анализа заключается в том, чтобы разложить временные ряды с циклическими компонентами на несколько основных синусоидальных функций с определенной длиной волн.

Описать природу этого анализа можно на простом примере. Допустим, мы изучаем луч белого солнечного света. С первого взгляда он кажется хаотически составленным из света с различными длинами волн. Если же мы пропустим его через призму, то сможем выделить отдельные волны разной длины или периодов, совокупность которых и представляет белый свет. Таким образом, используя данный метод, мы сможем узнавать и различать разные источники света. А это значит, что выделяя основные периодические компоненты, мы узнаем что-то об интересующем нас явлении. По сути анализ временных рядов с помощью спектрального анализа – есть пропускание света через призму. В результате успешного анализа мы обнаружим несколько повторяющихся циклов различной длины в интересующем нас временном ряду, которые с первого взгляда могли выглядеть как случайный шум.

Самым известным и показательным примером использования спектрального анализа может послужить циклическая природа солнечных пятен : 11-летний цикл солнечной активности .

Основное отличие спектрального анализа от статистических методов заключается в том, что его целью является распознавание сезонных колебаний различной длины, в то время как для вторых длина уже известна или предполагается заранее и после включается в модели скользящего среднего или автокорреляции.

Рассмотрим основные обозначения и принципы спектрального анализа

Частота и период

Длина волны функций синуса или косинуса, как правило, выражается числом циклов (периодов) в единицу времени (частота)

Общая структура модели

Задача спектрального анализа - разложить ряд на функции синусов и косинусов различных частот, чтобы выделить те, появление которых особенно существенно и значимо. Для этого необходимо решить задачу линейной множественной регрессии, где зависимая переменная - наблюдаемый временной ряд, а независимые переменные или регрессоры - функции синусов всех возможных (дискретных) частот.

Вычислительную задачу подгонки функций синусов и косинусов разных длин к данным можно решить с помощью множественной линейной регрессии.

Отметим, что коэффициенты при косинусах и коэффициенты при синусах - это коэффициенты регрессии, показывающие степень, с которой соответствующие функции коррелируют с данными (сами же синусы и косинусы на различных частотах ортогональны)

А это значит что мы имеем дело с частным случаем разложения по ортогональным полиномам. Всего существует q различных синусов и косинусов: число функций синусов и косинусов не может быть больше числа данных в ряде. Таким образом, не вдаваясь в детали можно отметить что, если N - количество данных, то будет $N/2+1$ функций косинусов и $N/2-1$ функций синусов. Другими словами, различных синусоидальных волн будет столько же, сколько данных, и можно полностью воспроизвести ряд по основным функциям.

Если количество данных в ряде нечетно, то последнее наблюдение обычно опускается. Для того чтобы определить синусоидальную функцию нужно иметь, по крайней мере, две точки: высокого и низкого пика.

В конечном счете, спектральный анализ определяет корреляцию функций синусов и косинусов различной частоты с наблюдаемыми данными. Если найденная корреляция (коэффициент при определенном синусе или косинусе) велика, то можно сделать вывод о существующей строгой периодичности на соответствующей частоте в данных.

3.3 Вейвлет-анализ

Основы вейвлет-анализа были разработаны в середине 80-х годов Гроссманом и Морле как альтернатива преобразованию Фурье для того чтобы исследовать временные ряды с выраженной неоднородностью.

В отличие от преобразования Фурье, локализирующего частоты, но не дающего временного разрешения процесса, вейвлет-преобразование, обладает самонастраивающимся подвижным частотно-временным окном, которое одинаково хорошо выявляет как низко-частотные, так и высокочастотные характеристики сигнала на разных временных масштабах.

Вейвлет-преобразование строится на основе единственной базисной функции $y(t)$, имеющей солитоноподобный характер и принадлежащей всей числовой оси.

За этой функцией закрепилось название "вейвлет", что означает "маленькая волна". В отечественной литературе её также иногда называют "всплеском", отражая в этом названии и локализацию, и осцилляционный характер поведения.

Для того чтобы функция $y(t)$ стала базисной анализирующей функцией должны выполняться следующие необходимые условия:

а) локализация - вейвлет должен быть локализован вблизи нуля аргумента как во временном, так и в частотном пространстве;

б) нулевое среднее;

в) как следствие, вейвлет должен быть знакопеременной функцией;

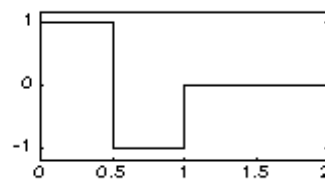
г) ограниченность;

д) вейвлет должен быть достаточно быстро убывающей функцией временной (пространственной) переменной;

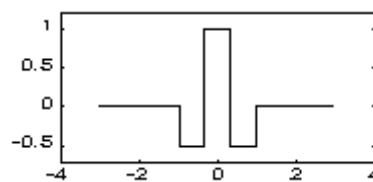
Базис одномерного дискретного вейвлет-преобразования (ДВП) строится на основе вейвлета $y(t)$ посредством операций сдвигов и растяжений вдоль оси t .

Непрерывное вейвлет-преобразование (НВП) строится аналогичным образом с помощью непрерывных масштабных преобразований и переносов вейвлета $y(t)$ с произвольными значениями масштабного коэффициента a и параметра сдвига b . На рисунке 3.1 представлены широкораспространенные вейвлеты.

НААР - вейвлет

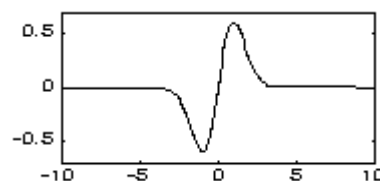


ФНАТ - вейвлет ("Французская шляпа" - French hat)

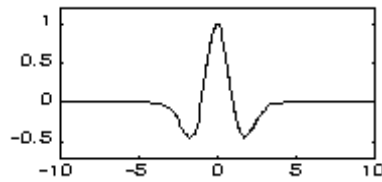


Wave -

вейвлет:



МНАТ - вейвлет ("Мексиканская шляпа" - Mexican hat):



Вейвлет Морле (образует комплексный базис)

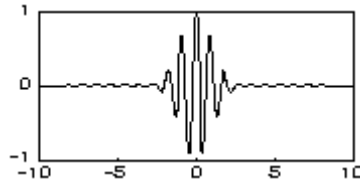


Рисунок 3.1 – Примеры часто используемых вейвлетов

Ясно, что выбор того или иного класса анализирующих функций определяется тем, какую информацию нужно извлечь из сигнала.

Спектр вейвлет-преобразования одномерного сигнала представляет поверхность в трехмерном пространстве. Изображение получают с помощью проектирования линий постоянного уровня поверхности на плоскость с переменными: параметрами сдвига (по оси абсцисс) и масштабом (по оси ординат), с градиентной заливкой оттенками серого цвета между линиями.

География приложений вейвлет-анализа для климата очень разнообразна. Анализ рядов событий течения Эль-Ниньо и изменений индекса Южного колебания показал периодические компоненты процессов и временные масштабы, где данные имеют автомодельную структуру.[24]

В [25] на основе вейвлет-анализа получили существенную многомасштабность временных колебаний среднегодовой глобальной температуры воздуха за последние 150 лет и получили количественные оценки параметра Херста.

Таким образом, на сегодняшний день делают вывод о том, что использование традиционных средств тестирования случайных процессов некорректно без того, чтобы предварительно отделить нестационарную (тренд) часть от осцилляторной части колебаний при изучении современных

изменений климата. колебаний на нестационарную (тренд) и осцилляторную части при изучении современных изменений климата.

4 Расчет фрактальной размерности

4.1 Фрактальные структуры

Большинство естественных систем, чье поведение внешне выглядит как хаотическое, объединяет одно общее свойство и это свойство – самоподобие или, другими словами, фрактальность, что есть инвариантность относительно изменения масштаба.

Для того, чтобы понять что такое фрактальная размерность, необходимо вспомнить что существует два принципиально различных подхода к понятию размерности.

Первый подход заключается в том, что размерностью геометрической фигуры является минимальное число координат, которое необходимо для того, чтобы определить положение лежащей на этой фигуре точки при сохранении структуры естественной близости. Такая размерность носит название топологической. Примером послужит положение точки на линии. Для ее описания требуется одна координата, и следовательно размерность равна единице.

Согласно второму подходу размерностью является число D . Оно выражает связь естественной меры геометрической фигуры (будь то длина, площадь или объем) с величиной, положенной в основу исходной метрической системы. Если метрический эталон такой величины (принят за единицу) увеличить или уменьшить в b раз, то указанная мера уменьшится или увеличится в b^D раз. Такая размерность называется метрической.

Данное определение возникло из следующего выражения для обычной меры M некоего геометрического объекта:

$$M = \lim_{\delta \rightarrow 0} [N(\delta)\delta^D], (D = 1,2,3), \quad (4.1)$$

где $N(\delta)$ - число симплексов (отрезков, клеток или кубиков);

δ - геометрический фактор (линейный размер).

А в 1919 году Хаусдорф, опираясь именно на это выражение, предложил свое определение размерности для случая компактного множества в произвольном метрическом пространстве:

$$D = \lim_{\delta \rightarrow 0} [\ln N(\delta) / \ln(1/\delta)], \quad (4.2)$$

где $N(\delta)$ - минимальное количество шаров, покрывающих это множество;

δ - радиус шара.

Для того чтобы убедиться в верности данного определения, умножим обе части (4.2) на $\ln(1/\delta)$ и введем D под знак логарифма. Так как для покрытия, к примеру, единичного отрезка, квадрата или куба его копиями размера δ , их понадобится соответственно $1/\delta$, $1/\delta^2$, $1/\delta^3$, то соответствующий показатель степени можно понимать как размерность.

Рассмотрим теперь некоторые примеры фрактальных множеств. Первыми будут фракталы модельные, среди которых, например, множество Кантора. Его строят с помощью итеративной процедуры. На нулевом шаге берут единичный отрезок. На первом – этот отрезок делится на три равные части и выбрасывается середина. На каждом последующем шаге такая процедура повторяется со всеми оставшимися отрезками. То, что получается в

пределе носит название множества Кантора или канторовская «пыль». Для того чтобы вычислить его фрактальную размерность, будем использовать представление на n -м шаге итерации. Тогда оно будет покрыто 2^n отрезками, которые уменьшены в 3^n раз. Если мы теперь возьмем $\delta=(1/3)^n$, то $N(\delta)=2^n$. Переходим теперь к пределу при $n \rightarrow \infty$ и получаем $D=\ln 2/\ln 3(=0,63)$. Ещё одними известными примерами являются кривая Коха и «снежинка» Коха. На них останавливаться подробно не будем.

Отметим, что использованная аппроксимация в нашем примере, в некотором смысле оптимальным образом приближает соответствующий фрактал на каждом шаге итерации. Таким образом, мы можем получить значение D уже на первом шаге, что было бы невозможно при использовании других аппроксимаций. Объясним это более подробно, так как при анализе временных рядов особенно важно использование оптимальных аппроксимаций. Для нашего примера можно построить график, где по горизонтальной оси будут отложены значения $\ln(1/\delta)$, а по вертикальной – значения $\ln N(\delta)$. Так как в данном масштабе все степенные функции являются линейными, то степень D определяется как тангенс угла наклона соответствующей прямой. Ясно, что при $\delta = (1/3)^n$ все данные окажутся на одной прямой. В тоже время, если для того чтобы вычислить D использовать другие аппроксимации, например шары из исходного определения Хаусдорфа, то получится график, который лишь асимптотически приближается к прямой. А в случае если аппроксимация окажется неудачной, приближение может быть весьма медленным.

4.2 Природные фракталы

Долгое время никто и не предполагал, что множества с хаусдорфовой размерностью, примеры которой описывались выше, могут иметь отношение к природе. Впервые такая закономерность, осмысленная как фрактальность, возникла в задаче о длине береговой линии. Известный английский метеоролог и картограф Ричардсон с помощью последовательности все более точных карт измерял периметр береговой линии Великобритании.

На график наносили данные, где по оси x и y откладывались, соответственно, логарифмы масштабного фактора карты m и периметра $P(m)$. Данные почти точно легли на прямую, и это означает, что благодаря «довескам», которые возникают по мере уменьшения масштабного фактора карты, периметр «расходится» (т.е. $P(m) \rightarrow \infty$ при $m \rightarrow 0$) по степенному закону. Из этого делается вывод о фрактальной размерности береговой линии. И в самом деле, так как масштабный фактор карты m прямо пропорционален минимальному различимому размеру δ («разрешению карты»), то измеряя периметр с помощью последовательности все более точных карт мы как бы измеряем его при помощи последовательности все более точных аппроксимаций ломаными с размером звена δ . То есть выполнение степенного закона при переходе к более точным картам просто означает:

$$P(\delta) \sim \delta^{-\alpha}, \quad (4.3)$$

где δ - разрешение;

$P(\delta)$ - периметр, соответствующий разрешению δ ;

α - константа.

Если теперь учесть, что $P(\delta) = N(\delta) \delta$, где $N(\delta)$ – число звеньев ломанной линии, аппроксимирующей периметр, то для $N(\delta)$ получим выражение:

$$N(\delta) \sim \delta^{-(\alpha+1)}. \quad (4.4)$$

Отсюда делаем вывод о том, что береговая линия – есть фрактал с размерностью $D = \alpha + 1$.

При анализе природных фракталов следует также упомянуть, что если вещество не находится в газообразном или кристаллическом состоянии, то оно имеет на некотором интервале масштабов фрактальную структуру. Более того реальный диапазон масштабов, где её можно наблюдать, простирается от расстояний между молекулами в полимерах до расстояний между скоплениями галактик во вселенной. Примером может служить необычное распределение массы фрактального агрегата в пространстве.

4.3 Фрактальность временных рядов

Для анализа временных рядов с помощью фрактальной размерности, существует достаточно много способов и почти каждый, кто так или иначе начинает заниматься данным вопросом, пытается внести свой вклад. Мы рассмотрим вкратце два наиболее известных и проверенных практикой метода расчета, после чего расскажем как это реализовано в данном исследовании

Итак, первый метод – это так называемый метод нормированного размаха, он же метод Херста, он же R/S анализ. Следующим идет простой и быстрый алгоритм для оценки размерности Хаусдорфа, предложенный Хигучи.

4.3.1 R/S-анализ.

Это достаточно простой и эффективный метод анализа временных рядов. Используется в экономике, но, что куда важнее для нас, для анализа рядов метеорологических и геофизических наблюдений. Исторические и математические подробности данного метода можно найти в книге Енса Федера «Фракталы» в главах 8 и 11[26]. Остановимся на сути метода и его алгоритме.

Основоположником этого метода является Херст. Он был гидрогеологом и занимался проблемой контроля уровня воды в водохранилище в районе старой нильской плотины. Его задача состояла в том, чтобы найти такой оптимальный сток, при котором уровень воды в водохранилище всегда находился бы между максимальной и минимальной фиксированной отметкой. Для этого он изучал статистику вариаций притока воды, который, в свою очередь, зависел от частоты и интенсивности дождей в бассейне Нила, а в итоге он открыл новый метод анализа стохастических временных рядов.

Пусть $v(n)$ - приток, то есть объем воды, поступивший в водохранилище в n -том году. Пусть mv - сток, то есть объем воды, сброшенный из водохранилища за год. Этот объем должен равняться среднему притоку за год. Но дело в том, что величина этого среднего значения зависит от того, за сколько лет (N) мы берем это среднее. Средний приток за N лет равен:

$$mv_N = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N v(n). \quad (4.5)$$

Это среднее должно равняться объему воды, который ежегодно спускается из водохранилища. При этом в самом водохранилище накапливается остаток:

$$dv(n, N) = \sum_{i=1}^n (v(i) - mv_N), \quad (4.6)$$

где $dv(n)$ - накопившееся отклонение притока;

$v(n)$ - приток;

mv_N - среднее значение.

Разность максимального и минимального значений этой величины на интервале N называется размахом R . При заданном стохастическом притоке $v(n)$, она должна быть меньше емкости водохранилища.

$$R(N) = \max_{1 \leq n \leq N} dv(n, N) - \min_{1 \leq n \leq N} dv(n, N). \quad (4.7)$$

Размах $R(N)$ зависит от периода N и с ростом этого периода не может убывать, кроме того, можно прогнозировать, что он будет расти. Если $R(N)$ разделить на стандартное отклонение $S(N)$ за тот же период N ,

$$S(N) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (v(n) - mv_N)^2} \quad (4.8)$$

то получим безразмерную величину R/S , так называемый, нормированный размах. Херст обнаружил, что для многих природных стохастических рядов.

$$\frac{R}{S} = (\alpha N)^H, \text{ где} \quad (4.9)$$

где H - показатель Херста;

α - некоторая константа.

Формула (4.9) называется эмпирическим законом Херста. Таким образом, временные ряды, демонстрирующие подобное поведение являются естественными фракталами и их размерность может быть определена по формуле $D=2-H$.

4.3.2 Алгоритм Хигучи

Характерной особенностью процессов, изучаемых, например, в солнечно-земной физике, являются процессы взаимодействия (захвата, подстраивания, слипания) различных мод, что может нарушать случайное распределение фаз и приводить к кластеризации. Все это невозможно обнаружить в рамках традиционного спектрального анализа. Таким образом, флуктуации амплитуды в подобных рядах обладают свойством статистического самоподобия и их также, как береговые линии, можно рассматривать в виде фрактальных объектов. Для этого используется алгоритм, предложенный Хигучи.[27] Сначала кривую разбиваем на n равных частей α . Длину кривой определяем как n^{-d} , где d – Хаусдорфова размерность, величина которой находится в пределах $1 < d < 2$.

Из исходного ряда $f(t)$, в котором t принимает N дискретных значений, конструируем новые временные ряды $f(m, a)$:

$$f(m, \alpha) = f(m), f(m + \alpha), f(m + 2\alpha), \dots$$

$$f(m + \text{int}[(N - m)/\alpha]\alpha); m = 1, 2 \dots \alpha, \text{ где} \quad (4.10)$$

где N - количество отсчетов

$$\alpha = \text{int}[N/n]$$

$\text{int}[x]$ - функция выделения целой части

Длина кривой в методе Хигучи определяется как:

$$L_m(\alpha) = \frac{N-1}{\alpha \text{int}[N-m/\alpha]} \sum_{i=1}^{\text{int}[(N-m)/\alpha]} |f(m - i\alpha) - f(m + (i - 1)\alpha)| \quad (4.11)$$

Теперь вычисляем среднее значение $L(\alpha)$ по всем m и строим зависимость $\log(L(\alpha))$ от $\log(\alpha)$. Затем аппроксимируем эту зависимость прямой линией с помощью метода наименьших квадратов. Тангенс угла наклона и дает нам значение фрактальной размерности по методу Хигучи. Более подробно о данном методе рассказывается в [28].

В ходе данного исследования мы в первую очередь стали использовать метод Хигучи для расчета фрактальной размерности. Однако, написанная программа оказалась настолько чувствительна к длине ряда, что пришлось отказаться от данного метода в пользу R/S метода, с результаты использования которого представлены в следующей главе.

5 Анализ полученных результатов

5.1 Используемые данные

Для анализа был использован временной ряд среднемесячных значений солнечной активности, представленный числами Вольфа (1900-2012 гг.) и временные ряды среднемесячных значений различных характеристик атмосферы, осредненных по всему земному шару (1983-2008 гг.).

5.2 Фрактальная размерность чисел Вольфа

На рисунке 5.1 представлен график изменения числа Вольфа с 1900 по 2012 год.

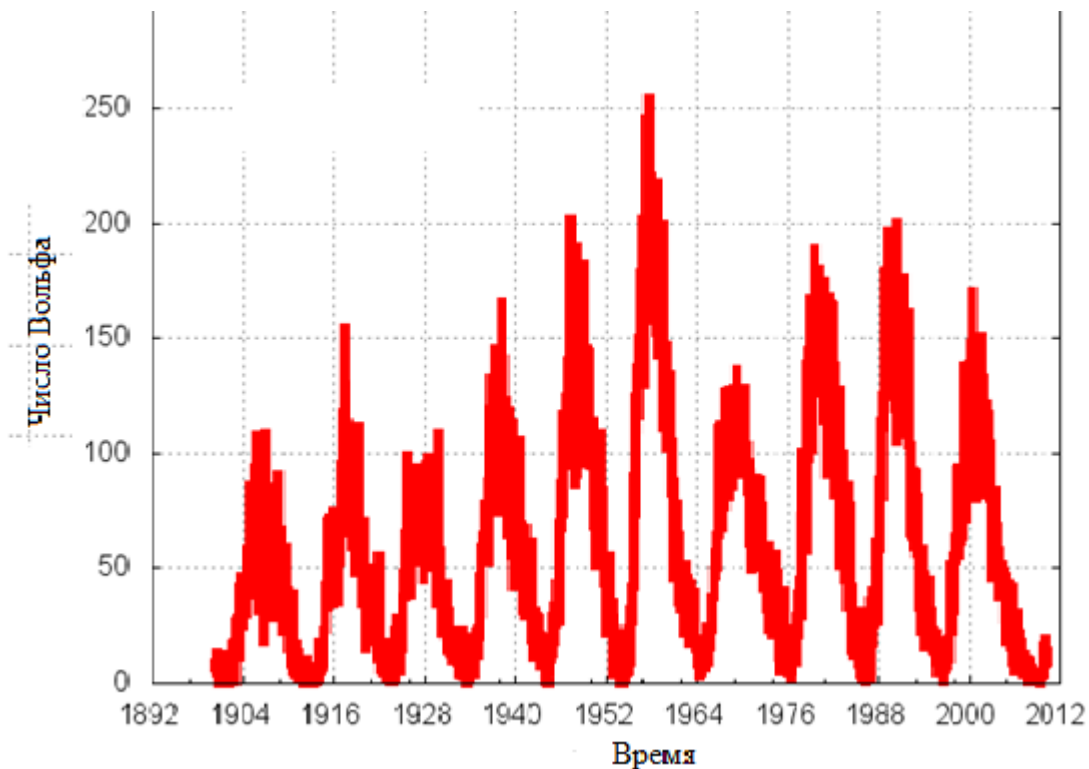


Рисунок 5.1 – Временной ряд чисел Вольфа

На рисунке 5.2 представлена гистограмма фрактальной размерности для этого ряда.



Рисунок 5.2 - Фрактальная размерность временного ряда чисел Вольфа

Каждое значение соответствует периоду максимальной или минимальной солнечной активности

Таблица 5.1 – Значения фрактальной размерности для периодов максимума и минимума солнечной активности

Начало периода	Окончание периода	Середина периода	Солнечная активность	Фрактальная размерность
2.1904	11.1909	1906	Максимум	2.20
11.909	08.1915	1913	Минимум	1.84
08.1915	08.1920	1917	Максимум	1.99
08.1920	12.1925	1923	Минимум	1.73
12.1925	12.1930	1928	Максимум	2.66
12.1930	07.1935	1933	Минимум	1.54
07.1935	09.1940	1937	Максимум	1.76
09.1940	10.1945	1944	Минимум	1.29

10.1945	11.1950	1947	Максимум	1.73
11.1950	04.1956	1954	Минимум	1.47
04.1956	06.1961	1958	Максимум	1.84
06.1961	07.1966	1964	Минимум	1.42
07.1996	08.1972	1968	Максимум	1.90
08.1972	03.1978	1976	Минимум	1.45
03.1978	04.1983	1979	Максимум	2.19
04.1983	02.1988	1986	Минимум	1.38
02.1988	12.1992	1989	Максимум	2.14
12.1992	04.1998	1996	Минимум	1.39
04.1998	06.2003	2001	Максимум	1.93
06.2003	05.2008	2006	Минимум	1.38

Для того чтобы описать связь между числом Вольфа и его фрактальной размерностью мы построили графики, где по оси абсцисс – среднее значение числа Вольфа за исследуемый период, а по оси ординат – соответствующее этому году значение фрактальной размерности (рисунок 5.3).

Также, с помощью метода наименьших квадратов была получена линейная аппроксимация зависимости в виде

$$Df = 1.55 + 00329 * W, \quad 5.1$$

где Df - фрактальная размерность числа Вольфа;

W - среднее значение чисел Вольфа за половину периода солнечной активности

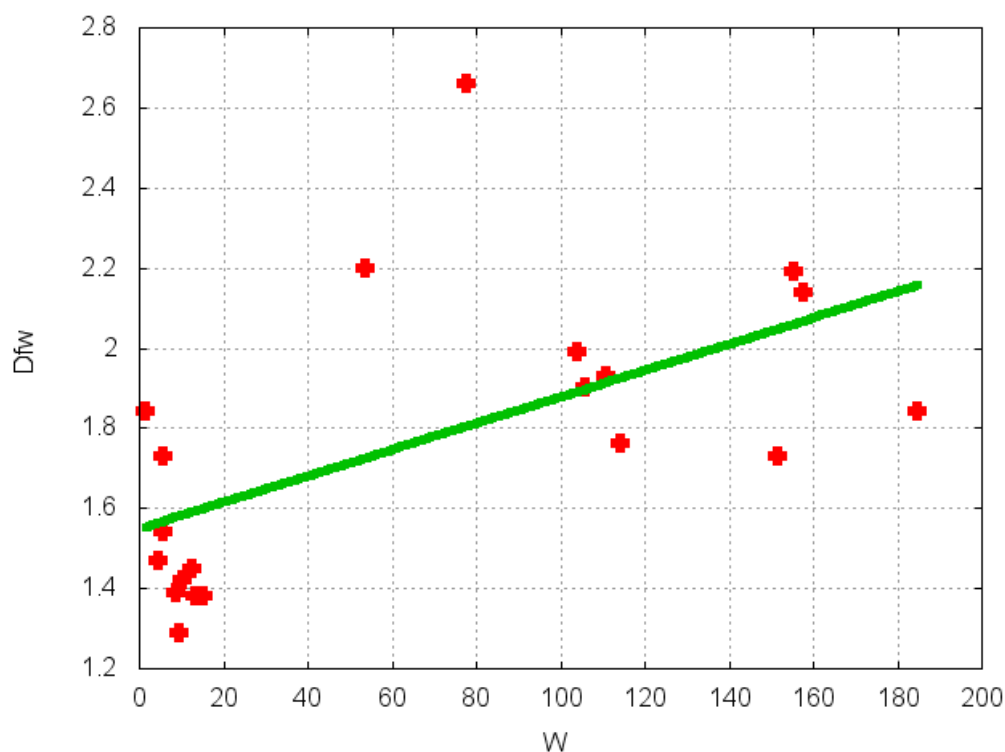


Рисунок 5.3 – Связь между фрактальной размерностью числа Вольфа и его значениями

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что число Вольфа является хорошим показателем солнечной активности и именно его мы выбираем в качестве фактора для дальнейшего сопоставления с климатическими показателями.

5.3 Фрактальная размерность параметров атмосферы

В таблице 5.2 представлены результаты расчета фрактальной размерности для всех анализируемых параметров в период с 1983 по 2008 год.

Таблица 5.2 – Фрактальная размерность исследуемых параметров

Параметр	Фрактальная размерность				
	1986	1991	1996	2001	2006

Число Вольфа	1.54	1.84	1.52	1.93	1.38
Солнечная постоянная	1.56	1.52	1.56	3.42	1.34
Поток радиоизлучения на 10.7 см	1.49	2.24	1.55	1.59	1.36
Поток нейтронов (ст.Оулу)	1.42	1.99	2.24	1.44	1.47
Поток нейтронов (ст.Троицк)	1.73	1.95	1.25	1.43	1.30
Приземная температура	2.17	1.91	2.02	1.78	2.33
Влагозапас	2.28	1.60	2.24	1.84	2.25
Общее кол-во облаков	1.47	2.14	2.21	1.95	2.29
Количество облаков верхнего яруса	1.97	2.31	1.31	2.14	2.33
Кол-во облаков среднего яруса	2.22	2.12	2.14	1.85	1.90
Кол-во облаков нижнего яруса	1.72	2.07	1.89	1.68	1.55
Кол-во капельных облаков среднего яруса	1.89	1.87	2.63	1.58	1.44
Кол-во кристал-х облаков среднего яруса	2.40	2.27	1.77	2.17	2.15
Кол-во капельных облаков нижнего яруса	2.42	1.77	2.20	2.20	2.48
Количество кристаллических облаков нижнего яруса	2.16	2.54	1.83	2.52	2.23
Температура воздуха на уровне тропопаузы	1.87	2.06	1.64	1.63	2.50
Атмосферное давление на уровне тропопаузы	2.50	1.75	1.86	2.32	2.42

Здесь остановимся на том, что означают полученные те или иные значения фрактальной размерности.

Значения в 1.5 говорят о том, что ряд абсолютно случаен и его события никак не коррелируют друг с другом. При значениях больше 1.5 ряд носит название эргодического, когда на спаде идет рост, а за ростом подъем. И наконец, при значениях меньше 1.5 ряд называют трендоустойчивым, то есть

за понижением последует дальнейшее понижение, а за повышением – повышение. Последние ряды обычно встречаются чаще.

5.3.1 Фрактальная размерность приземной температуры

На рисунке 5.3 представлена гистограмма значений фрактальной размерности приземной температуры для анализируемого периода.

На рисунке 5.4 показана оценка связи между фрактальными размерностями солнечной активности и приземной температуры.

Из рисунков 5.3-5.4 видно, что периодам минимума солнечной активности соответствуют большие значения фрактальной размерности и наоборот.

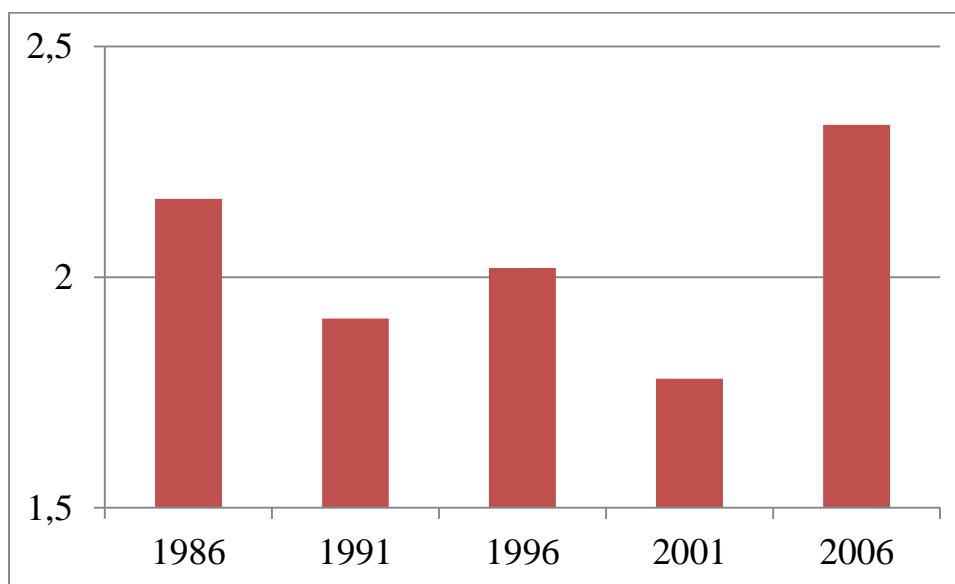


Рисунок 5.3 – Фрактальная размерность приземной температуры

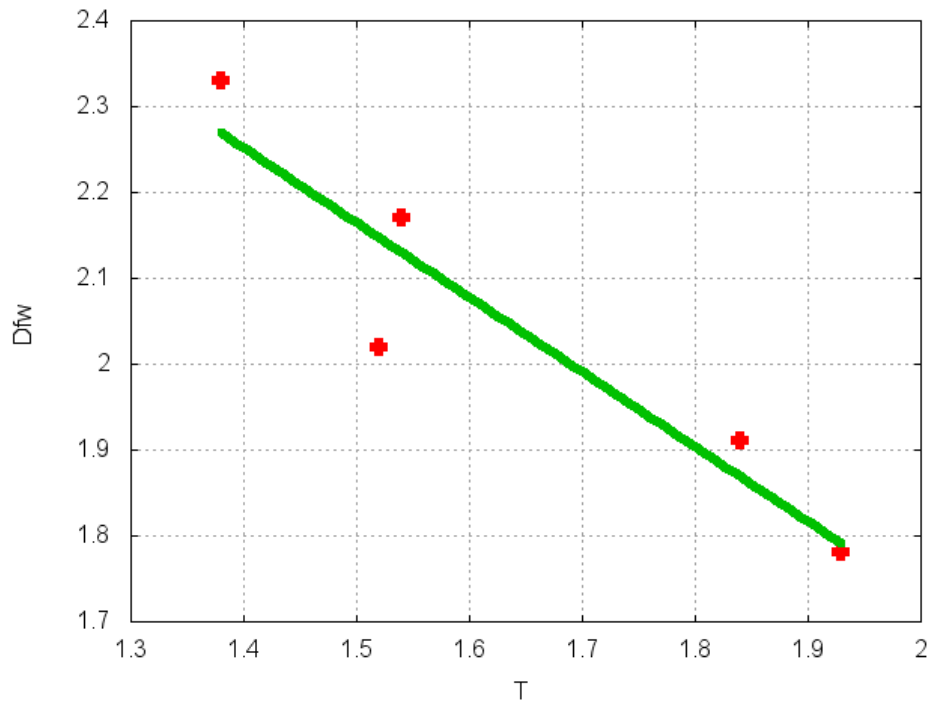


Рисунок 5.4 – Связь между фрактальными размерностями солнечной активности и приземной температуры

Это говорит о том, что когда солнечная активность меньше, поведение системы Земля-атмосфера обладает большей устойчивостью. При большей активности Солнца поведение системы характеризуется большей хаотичностью.

5.3.2 Фрактальная размерность влагозапаса атмосферы

На рисунке 5.5 представлена гистограмма значений фрактальной размерности влагозапаса для анализируемого периода.

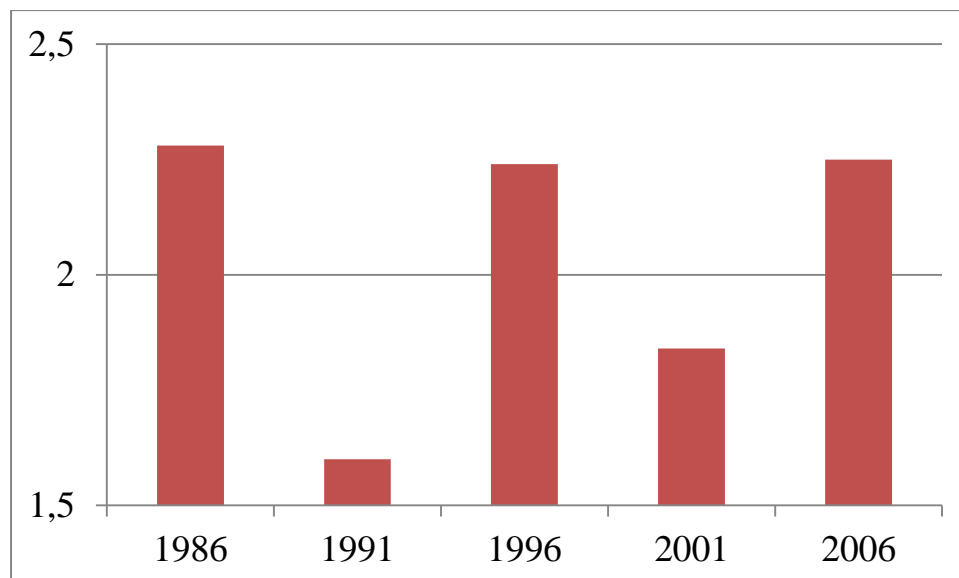


Рисунок 5.5 – Фрактальная размерность влагозапаса

На рисунке 5.6 показана оценка связи между фрактальными размерностями солнечной активности и приземной температуры.

Как и в случае с приземной температурой на рисунках 5.5-5.6 видно, что периодам максимума солнечной активности соответствуют меньшие значения фрактальной размерности и наоборот. Это также позволяет вывод о том, что увеличение солнечной активности приводит к уменьшению порядка в системе Земля-атмосфера.

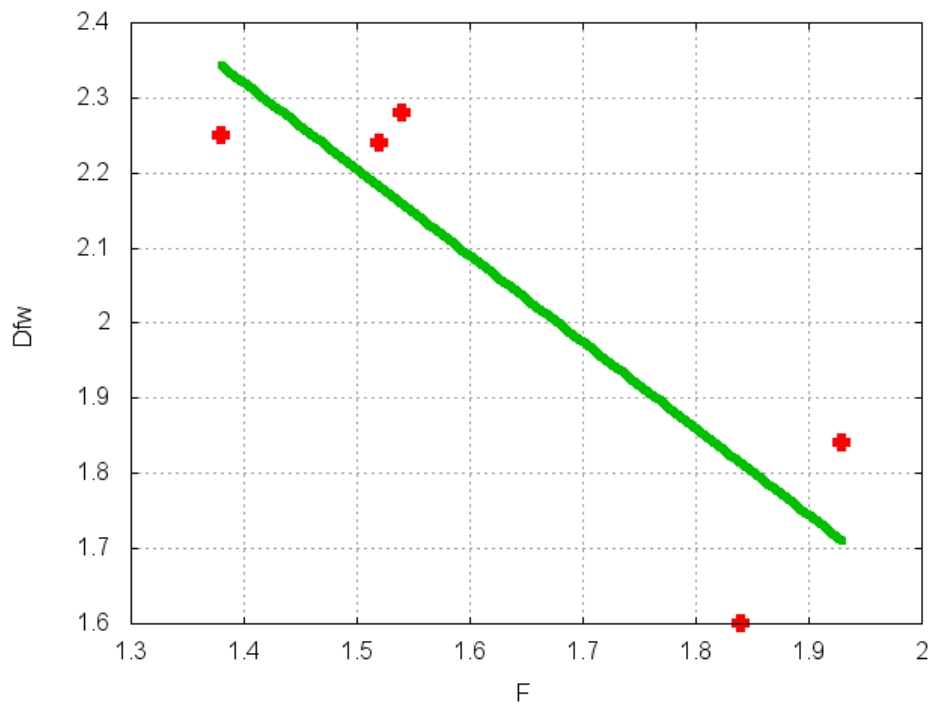


Рисунок 5.6 – Связь между солнечной активностью и влагозапасом

5.3.3 Фрактальная размерность облачности

На рисунке 5.7 представлена гистограмма значений фрактальной размерности общего количества облаков для анализируемого периода.

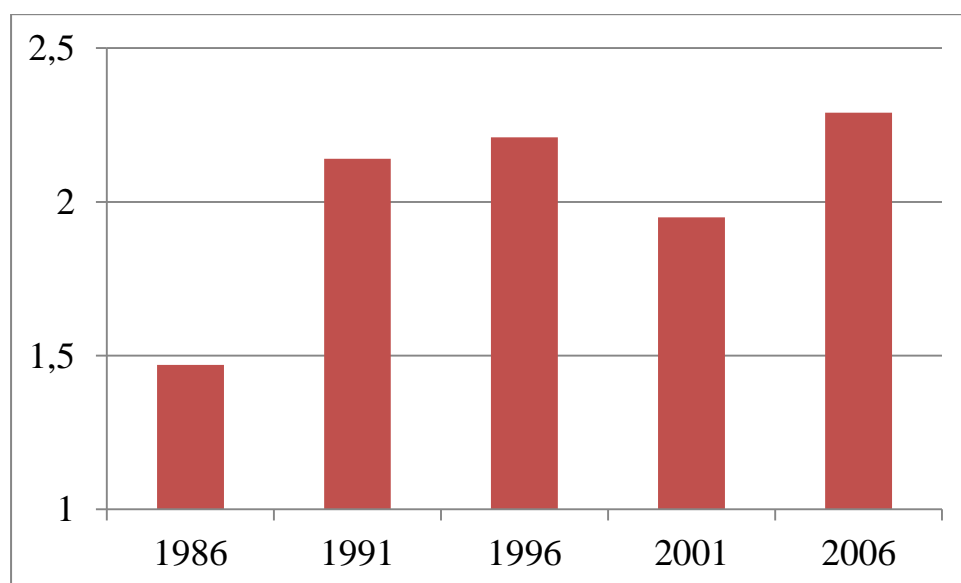


Рисунок 5.7 – Фрактальная размерность общего количества облаков

Во временном ходе общего количества облаков не видно ярко выраженной взаимосвязи с солнечной активностью, однако, если посмотреть на рисунок 5.8, где представлена фрактальная размерность облаков нижнего яруса, дающих осадки, то такая связь присутствует и она находится в противофазе.

5.3.4 Фрактальная размерность солнечной постоянной

На рисунке 5.9 представлена гистограмма значений фрактальной размерности для солнечной постоянной. Видно, что явной связи между солнечной активностью и солнечной постоянной не наблюдается. В то время как такую связь с числами Вольфа мы показывали в самом начале главы. Это значит что можно выдвинуть гипотезу согласно которой солнечная постоянная не является агентом влияния солнечной активности на климатическую систему Земли.

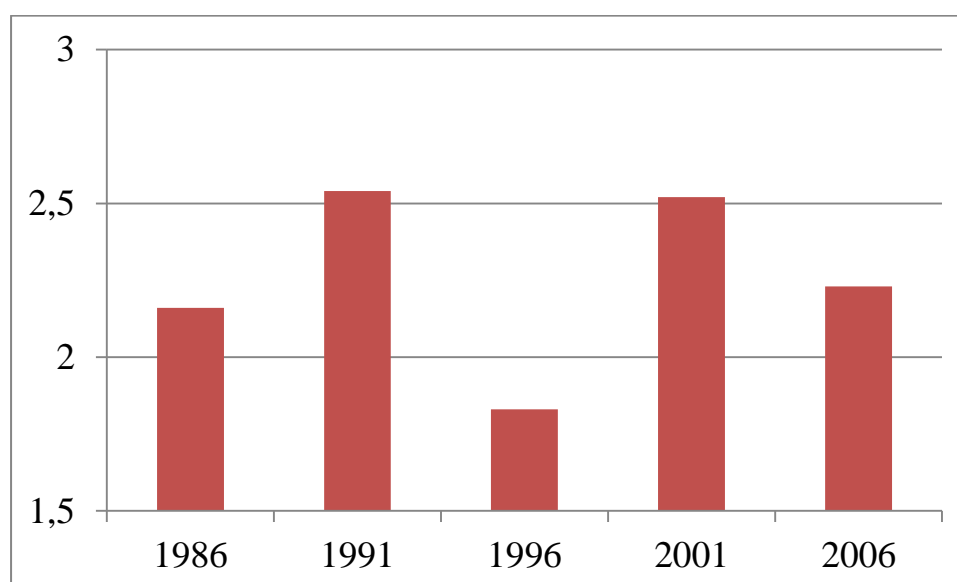


Рисунок 5.8 – Фрактальная размерность количества облаков нижнего яруса

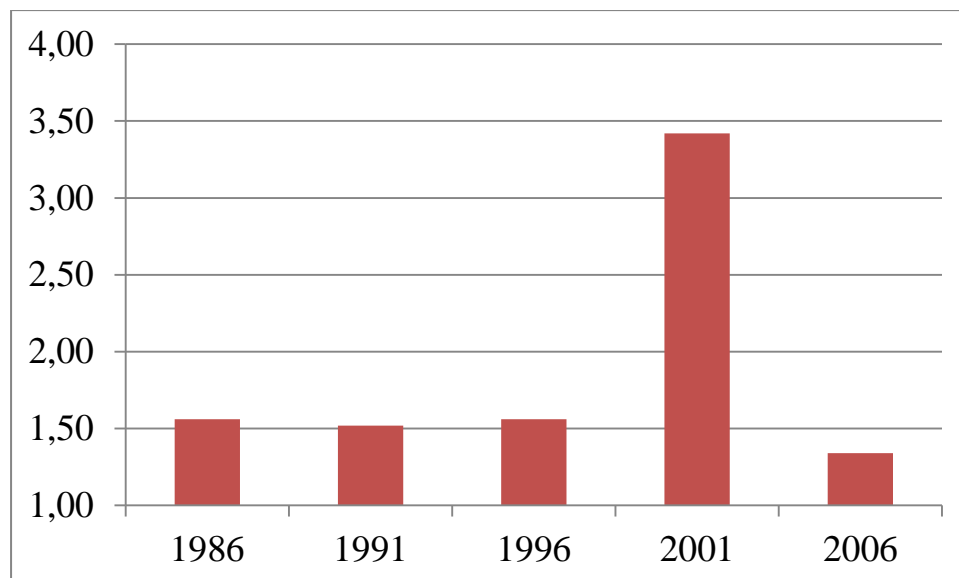


Рисунок 5.9 – Фрактальная размерность солнечной постоянной

В качестве заключения, можно сказать, что фрактальная размерность относительно новый показатель и его не так часто встретишь при анализе именно природных явлений, однако, как мы увидели из работы его применение имеет место быть и позволяет получать новые и интересные результаты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении хотелось бы еще раз сформулировать основные результаты, полученные в ходе проведенного исследования:

- 1) солнечная активность, представленная в нашей работе числами Вольфа, имеет сильную корреляцию со значениями фрактальной размерности этого же параметра, что говорит о числе Вольфа как об агенте солнечной активности отражающем динамические солнечные процессы и позволяет нам в дальнейшем анализировать именно этот параметр;
- 2) рассчитанные значения фрактальных размерностей приземной температуры и влагозапаса атмосферы показали нам, что периодам минимума солнечной активности соответствуют большие значения их фрактальных размерностей, и наоборот. Это говорит о том, что когда активность Солнца меньше, поведение системы Земля-атмосфера более устойчивое, а когда активность больше, то поведение системы Земля-атмосфера становится более хаотическим;
- 3) не обнаружено ярко выраженной взаимосвязи между динамическими параметрами солнечной активности и динамикой изменчивости общего количества облаков. Однако, если рассмотреть облака нижнего яруса (дающих осадки), то такая взаимосвязь есть и она находится в противофазе с динамикой солнечной активности;
- 4) важным результатом является обнаруженное отсутствие явной связи между солнечной активностью и динамическими параметрами солнечной постоянной в то время как такая связь с динамическими

свойствами чисел Вольфа была обнаружена. Следовательно, мы можем выдвинуть гипотезу, согласно которой солнечная постоянная не является фактором влияния солнечной активности на климатическую систему Земли.

Подводя итог проведенному исследованию можно сказать, что все поставленные задачи были выполнены, а именно: составлен обзор методов сбора и обработки климатических данных; создана программа для вычисления фрактальной размерности на основе R/S метода; проведен анализ полученных результатов.

Дальнейшие исследования должны быть направлены в первую очередь на проверку выдвинутой гипотезы и её уточнение, для чего необходимо расширить длины рядов используемых данных, а также проанализировать фрактальные размерности других параметров атмосферы.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Rishbeth H. The centenary of solar-terrestrial physics.//JASTP. 2001. V.63. P. 1883-1890
- 2 Дорфман Я.Г. Всемирная история физики с древнейших времен до конца XVIII века // М.: Наука, 1974. 350 с.
- 3 Bigelow F.H. Solar and terrestrial Magnetism // Washington: Government printing office, 1898. 176 p
- 4 Зеленый Л.М., Веселовский И.С. Плазменная гелиогеофизика в 2 т. // М.: ФИЗМАТЛИТ, 2008- т.1:672 с., т.2: 560 с.
- 5 Пудовкин М.И., Распопов О.М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры (обзор) // М.: Геомагнетизм и аэрономия, 1992., т.32 № 5, с.1-22.
- 6 Tinsley B.A., Brown G.M., Scherrer P.H. // J. Geophys. Res. 1989. V.94. №D12. P.14783.
- 7 Schuurmans C.J.E., Oort A.H. // Pure and Appl. Geophys. 1969. V.75. P.233.
- 8 Васильев С.С., Дергачев В.А., Распопов О.М., Проявление долговременных изменений солнечной активности и их связь с 210-летним циклом солнечной активности // М.: Геомагнетизм и аэрономия, 2002., т.42.№3, с.147-159
- 9 Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии // М.: Недра, 1987, с.112
- 10 Grudd, H., K.R. Briffa, W. Karlén, T.S. Bartholin, P.D. Jones, and B. Kromer. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales // Holocene, 2002

- 11 Fritts, H.C. *Tree Rings and Climate* // Academic Press, London, 1976
- 12 Briffa, K.R., P.D. Jones, T.S. Bartholin, D. Eckstein, F.H. Schweingruber, W. Karlén, P. Zetterberg, and M. Eronen. Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales // *Climate Dynamics* 7:111-119, 1992
- 13 Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability // *Science* 295:2250-2253, 2002
- 14 Gunnarson, B.E., and H.W. Linderholm. Low-frequency summer temperature variation in central Sweden since the tenth century inferred from tree rings // *Holocene* 12(6):667-671, 2002
- 15 Naurzbaev, M.M., E.A. Vaganov, O.V. Sidorova, and F.H. Schweingruber. Summer temperatures in eastern Taimyr inferred from a 2427-year late-Holocene tree-ring chronology and earlier floating series // *Holocene* 12(6):727-736, 2002
- 16 Camardi, G. Charles Lyell and the uniformity principle // *Biology and Philosophy* 14:537-560, 1992
- 17 Jacoby, G.C., and R.D. D'Arrigo. Tree-ring width and density evidence of climatic and potential forest change in Alaska // *Global Biogeochemical Cycles* 9:227-234, 1995
- 18 Helle, G., and G.H. Schleser. Beyond CO₂-fixation by Rubisco—an interpretation of ¹³C/¹²C variations in tree rings from novel intra-seasonal studies on broad-leaf trees // *Plant, Cell & Environment* 27(3):367, 2004

19 Biondi, F., D.L. Perkins, D.R. Cayan, and M.K. Hughes. July temperature during the second millennium reconstructed from Idaho tree rings // Geophysical Research Letters 26:1445-1448, 1991

20 Anchukaitis, K.J., M.N. Evans, A. Kaplan, E.A. Vaganov, M.K. Hughes, H.D. Grissino-Mayer, and M.A. Cane. Forward modeling of regional scale tree-ring patterns in the southeastern United States and the recent influence of summer drought // Geophysical Research Letters 33:L04705, 2006

21 Fisher, D.A., R.M. Koerner, and N. Reeh. Holocene climatic records from Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, NWT, Canada // Holocene 5:19-24, 1995

22 Чернышева Л.С., Платонова В.А. Расчёт и интерпретация основных климатических показателей отдельных метеорологических величин. Уч.-метод. пособие. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2009. – 88 с

23 Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 408 с

24 Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // УФН. - 1996. - Т.166. - № 11. - С. 1145-1170.

25 Сонечкин Д.М., Даценко Н.М., Иващенко Н.Н. Оценка тренда глобального потепления с помощью вейвлетного анализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. - 1997. - Т.33. - № 2. - С.184-194.

26 Федер Е. Фракталы // М.: «Мир», 1991

27 Higuchi T. Approach to an irregular time series on the basis of the fractal theory // Physica D. Vol. 31. 1988. P. 277–283

28 Esteller R., Vachtsevanos G., Echauz J. and Litt B. A Comparison of Waveform Fractal Dimension Algorithms // Ieee Transactions on Circuits and

Systems — I: Fundamental Theory and Applications. Vol. 48. No. 2, 2001. P. 177–
183