



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
федеральное государственное бюджетное образовательное  
учреждение высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологии, климатологии и охраны атмосферы

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(бакалаврская работа)

На тему «Исторический климат Европы»

Исполнитель Аксененко Георгий Константинович

Руководитель доктор технических наук, профессор кафедры МКОА

Лобанов Владимир Алексеевич

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

подпись

кандидат географических наук, доцент  
**Абанников Виктор Николаевич**

«31» мая 2019г.

Санкт-Петербург  
2019

## Оглавление

Введение .....	2
1. Палеоклиматология как наука .....	5
1.1. История палеоклиматологии .....	5
1.2. Методы палеоклиматологии .....	7
1.3. Основные достигнутые результаты .....	15
2. Оценка исторического климата Европы на основе дендрохронологии .....	20
2.1. Дендрохронологический метод .....	20
2.2. Архивы дендрохронологических данных по территории Европы .....	23
2.3. Анализ дендрохронологической информации .....	29
2.4. Взаимосвязи с климатическими факторами .....	30
2.5. Оценка исторического климата Европы по дендрохронологии .....	42
3. Применение моделей МОЦАО для палеомоделирования .....	46
3.1. Особенности применения МОЦАО для палеомоделирования .....	46
3.2. Палеоклиматическое моделирование на основе палеореконструкции .....	48
3.3. Палеоклиматическое моделирование содержания CO <sub>2</sub> в атмосфере ...	49
3.4. Палеоклиматическое моделирование Средней температурной аномалии за последние 4000 лет .....	50
4. Применение информации по пыльце и ледяным кернам для реконструкции климата .....	52
4.1. Сущность методов палеоклиматических реконструкций на основе палинологии .....	52
4.2. Палеоклиматические реконструкции в Европейском регионе с помощью палинологии .....	53
4.3. Сущность палеоклиматических реконструкций с ледяных помощью кернов .....	59
4.4. Определение палеотемператур по ледяным кернам .....	61
Заключение .....	68
Список использованной литературы .....	69

## Введение

Климатическая система Земли была сформирована практически в начале архея и ей уже 3,5 млрд. лет. За этот огромный период как сама атмосфера, так и климат претерпевали значительные изменения и колебания, связанные с чередованием теплых и ледниковых периодов.

Современный климатический режима сформировался в кайнозой примерно 38 млн. лет назад и характеризуется следующими основными особенностями:

- совпадение одного из континентов с полюсом и расположение большей части материков в высоких широтах, что определяет климатическую асимметрию полушарий и большую роль альбедо;
- наличие криосферы: наземное, подземное и морское оледенения;
- наличие психросферы (придонные холодные воды с  $T < 8^{\circ}\text{C}$ );
- температурная асимметрия океана и атмосферы (температура океана  $5,7^{\circ}\text{C}$ , воздуха  $14,2-15,0^{\circ}\text{C}$ ).
- обогащение океана  $\text{CO}_2$  (лучшая растворимость в холодной воде, изъятие из атмосферы);
- температурный градиент воды в океане экватор – полюс и поверхность – дно достиг  $15-20^{\circ}\text{C}$ ;
- температурный градиент экватор – полюс в атмосфере  $28,2$  и  $59,7^{\circ}\text{C}$  в Северном полушарии (лето и зима) и  $40,2$  и  $74,2^{\circ}\text{C}$  – в Южном.
- большая скорость вертикальной циркуляции океана (250-1000 лет) и придонных течений (до  $0,5$  м/с).
- сформировался ветровой механизм атмосферной циркуляции с циклоническими процессами, меридиональным переносом и системой западных ветров;
- Антарктида изолирована мощными ветровыми океаническими течениями;
- резко выраженная климатическая зональность на суше и в океане;
- высокая «чувствительность» климата высоких широт к астрономическим изменениям солнечной радиации.

Для того, чтобы понять современный климат, его изменения, а тем более предсказать будущий климат, необходимо знать историю климата, по крайней мере, за последние несколько миллионов лет. К сожалению, массовые инструментальные наблюдения охватывают период последних 150 лет, за исключением некоторых исторических рядов в отдельных пунктах продолжительностью 200-300 лет. Сведения о существенных климатических изменениях, представленные в летописях, охватывают период последних 3-5 тысяч лет, а вся остальная информация о климате является косвенной и может быть получена только методами палеоклиматологии. Поэтому на основе инструментальных наблюдений можно изучать климатическую изменчивость и изменения климата 100-летнего масштаба за 1-2 цикла, на основе летописей – столетнего масштаба и нескольких тысячелетних циклов, а все остальные большие масштабы колебаний климата находятся в области изучения палеоклиматологии.

Палеоклиматология основывается на том, что на Земле остается достаточно много следов из прошлого. Известно высказывание выдающегося философа древней Армении Давида Непобедимого (Анахта), произнесенное 15 веков назад: «Природа не все утаила от нас, так как в противном случае не было бы возможности что-либо постичь, и не все сделала явным, ибо тогда не было бы исследования, но все устроила природа так, чтобы ее можно было бы познать через исследование и разыскание».

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы на основе применения различных методов палеоклиматологии и полученной на их основе информации оценить особенности изменения климата Европы в течение периода от позднеледниковья до 18-19 веков, т.к. до того момента времени, когда уже начались массовые и однородные инструментальные наблюдения.

В данной работе будет рассмотрено применение разных методов и климатических палеорекопструкций, полученных за разные периоды времени и в разных частях Европы. А именно будут рассмотрены следующие методы и индикаторы климата:

- дендрохронология,
- пыльцевой метод,
- ледниковые керны Гренландии;
- результаты математического моделирования климата прошлого.

## 1. Палеоклиматология как наука

### 1.1. История палеоклиматологии

Впервые о том, что древний климат отличается от современного, стали задумываться в 17 веке, после найденных на территории Европы и Северной Америки ископаемых останков тропических растений и животных, а эти территории обладают более суровым климатом.

Начальным этапом развития палеоклиматологии можно считать первые попытки палеоклиматических изысканий английского естествоиспытателя Роберта Гука в 1686 году, который сделал предположение о том, что в прошлом на Земле климат был более тёплым, а его последующие изменения произошли в связи с изменением наклона земной оси. Спустя чуть более века в 1778 году естествоиспытатель граф Жорж-Луи Леклерк де Бюффон в своём сочинении «Эпохи природы» высказал мнение о том, что изменение климата земли в холодную сторону происходит благодаря остыванию её недр. В защиту своего мнения он приводил найденные останки слонов и носорогов, обитавших в прошлом даже в полярных областях, а эти земли, как водиться, в прошлом по температурному режиму не уступали современным тропикам. Так завершился начальный этап становления палеоклиматологии, охватывающий 17 и 18 столетия, который основывался лишь на полуфантастических догадках и домыслах о древнем климате, основой которых служили только единичные находки ископаемых останков.

Начало последующего этапа развития палеоклиматологической науки началось с открытия в Европе следов четвертичного оледенения, которое очень заинтересовало естествоиспытателей того времени и надолго привлекло их внимание. В связи с этим знаменательным открытием ему было дано два объяснения. Первое провозглашало оледенение следствием дрейфта, когда эрратические валуны, рассеянные по всей Северной Европе, были занесены плавающими льдами. Странниками этого положения были естествоиспытатели Луи Агассиц и Ж.Шарпантье. Второе объяснение, которое продвигали исследователи Альп, представляло собой положение, по

которому древние ледники, будучи гораздо мощнее современных, спускались до уровней гораздо ниже современного оледенения. Его сторонниками были математик и географ Джон Плейфер и инженер, натуралист и гляционист Игнац Венетц.

Саму же причину оледенения исследователи той поры видели в прохождении Земли холодных областей мирового пространства (сторонником был Пуассон), а также в периодичности изменений элементов орбиты планеты Земля.

Уже к началу второй половины 19 века теория материкового оледенения получает признания, а также появляются первые сведения об оледенении Восточной Европы. В тоже время накапливались показатели палеоклиматов и по другим периодам. Так на территории Западной Европы на континентальных отложениях третичной системы были найдены тропические растительные останки. Не обделило находками и море, в морских отложениях мезозоя были обнаружены коралловые рифы, связанные с тропическим климатом.

Второй этап развития палеоклиматологической науки характеризовался хоть и медленным, но накоплением сведений о климатах прошлого, привлечением в качестве индикаторов климатических условий органических останков и литологических данных. И всё же представления о климатах прошлого оставались отрывочными и во многом ошибочными.

С начала второй половины 19 века палеоклиматология обретает подлинно научный характер, то есть становится наукой в современном ее понимании. В это время появляются исследования, которые формируют верные представления о климатах прошлого. Проблема оледенения также остается в центре внимания. Уже в 1875 году Отто Мартин Торрель доказывает воздействие на исчерченные поверхности скал и глыб, располагающихся на равнинах Северной Европы, материковых ледников, которые некогда покрывали всю территорию современной Скандинавии и доходили до Среднегерманских возвышенностей.

В 20-ом веке развитие палеоклиматологии убыстряется, проводятся литологические и палеонтологические исследования, которые активно применяются при реконструкции климата. В 1950 году Гарольдом Клейтоном Юри была разработана методика изотопной палеотермии.

Ныне палеоклиматология является вполне самостоятельной многопрофильной наукой.

## 1.2. Методы палеоклиматологии

Палеоклиматология – это наука о климатах прошлого и климатической истории Земли. Источники информации о климатах прошлого, включая объект исследования, соответствующие ему методы, оптимальный период исследования и палеоклиматические параметры, которые могут быть получены по данному объекту исследований, приведены в таблице на рис.1.1.

Основными методами палеоклиматологии являются:

- 1) литолого-минералогические методы,
- 2) биогеографические методы на основе ископаемой флоры и фауны ,
- 3) изотопные методы ,
- 4) химические методы,
- 5) дендрохронология.

Объект исследования	Метод исследования	Оптимальный период исследования	Основные климатические параметры
Океанические осадки	Изотопный состав микрофауны Морфологический анализ биогенных осадков Минералогический состав осадков	Последние 100–130 млн лет	Объем континентальных льдов, температура поверхностных и придонных вод, преобладающее направление ветра
Кораллы	Изотопный метод Sr/Ca	Плейстоцен	Температура поверхности воды
Ледяные керны континентальных ледников Гренландии и Антарктиды. Ледяные керны из горных районов	Изотопный анализ Геохимический анализ Газоаналитические исследования	Поздний плейстоцен и голоцен	Температура воздуха, газовый состав атмосферы, прозрачность атмосферы, вулканический аэрозоль
Листовые отпечатки, семена и плоды растений	Палеоклиматический Карпоботанический	От мела до голоцена (последние 100 млн лет)	Температура воздуха, условия увлажнения
Озерные и торфяные отложения	Спорово-пыльцевой анализ Палеонтологический Палеоботанический Изотопный анализ	Кайнозой (последние 60 млн лет)	Температура воздуха, осадки, влажность почвы
Бессточные озера	Геоморфологический	Последние 40–50 тыс. лет	Уровень озер, осадки
Годичные кольца деревьев	Дендроклиматический анализ Изотопный анализ	Последние 5–8 тыс. лет	Температура воздуха и осадки
Письменные свидетельства и археологические раскопки		Поздний плейстоцен и голоцен	Условия увлажнения, температуры и осадки

Рисунок 1.1. Источники информации о палеоклимате и соответствующие методы

### *Литолого-минералогические методы*

Климат косвенно влияет на процессы выветривания, проявляясь через жизнедеятельность организмов и биохимические процессы разложения этих организмов. Интенсивность такого рода процессов находится в тесной зависимости от солнечного тепла и увлажнения и таким образом она определяется типом климата.

В качестве индикаторов могут применяться следующие породы:

1) Глины

Являются наиболее распространённой осадочной породой оболочки, в связи с чем представляют ценность в качестве индикаторов. Глинообразование происходит под воздействием выветривания кислого типа, требующее к себе существенную влажность, увесистое содержание в поступающей воде углекислого газа, а также гумусовых кислот. Соответственно в более теплых климатах выветривание идёт более интенсивно. В табл.1.1 приведены виды глин, соответствующие разным типам климата.

Таблица 1.1

Характеристики выветривания в зависимости от типа климата

Тип климата	Характер выветривания	Главные продукты
Тропический/муссонный	Выветривание круглогодично и максимально интенсивно.	Каолинит, галлуазит
Аридный	Глинообразование ослаблено из-за снижения кислотности вод.	Псаммитовые частицы, карбонаты, осеполиит, палыгорскита.
Средиземноморский	Роль гумуса снижена из-за менее развитого покрова. Кислые среды имеют узкое распространение.	Значительное накопление гидроксидов и малое развитие каолинита
Умеренный	Выветривание	Нет полуторных и

	ослабевает из-за уменьшения солнечной энергии. Процесс задерживается на начальных и промежуточных стадиях.	окислов, малое количество каолинита и галлуазита. Новообразованиями становятся бейделлит, монтмориллонит и гидрослюдь.
Холодный	Выветривание практически не происходит.	Глинистые породы практически не образуются.

## 2) Пески (песчаники).

В случае жаркого невлажного климата или влажного, но теплоумеренного песчаники, при плоском рельефе, приобретают характер мезомиктовых и умеренно полимиктовых. Если климат холодный, то в связи с ослабеванием химического выветривания образуются полимиктовые песчаники.

## 3) Известняки.

Тип климата определяет степень насыщенности морских осадков карбонатным материалом. Соответствие типов известняков при различных типах климата приведено в табл.1.2.

Таблица 1.2

Соответствие между карбонатной средой и типом климата

Климат	Карбонатная среда	Характер
Аридный тропический	Экстрааридная	Преобладающая максимальная

		концентрация карбонатных пород.
Тропический	Высококарбонатная	Несколько меньшее содержание карбонатных пород, повышено содержание пелитоморфных известняков.
Субтропический	Умеренно карбонатная	Малое содержание чистых известняков. Смешанные карбонатно-терригенные осадки.
Переходный от субтропическому к умеренному	Малокарбонатная	Карбонатный материал содержится в малых количествах.
Умеренный	Бескарбонатная	Практически полное отсутствие карбонатного материала.

На достоверность литолого-минералогических показателей отрицательно влияют неясности в условии образования определённых литологических объектов, а также перерывы в осадконакоплении.

### ***Биогеографические методы на основе ископаемой флоры и фауны***

Органический мир определённой области в значительной мере определяется климатическими условиями. В табл. 1.3 приведены растительные индикаторы типов климата.

## Растительные индикаторы климата

Тип климата	Индикатор
Жаркий и влажный	Формации тропических лесов
Жаркий и сухой	Ксерофильное редколесье и формации саванн
Умеренный	Формации листопадных лесов

Наиболее предпочтительным показателем является пыльца. Палеозоологическими показателями служат ископаемые остатки древних организмов.

***Изотопные методы***

Изотопы являются разновидностями одних и тех же химических элементов, поэтому метод изотопного анализа состоит в выявлении их соотношения. Примером является метод Г. К. Юри, разработанный в 1950-х годах. Температура может быть количественно определена по соотношению изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$  в кальците раковин ископаемых морских беспозвоночных. В основе этого метода заложен принцип того, что при низкой температуре воды содержание  $^{18}\text{O}$  в кальците высокое и соответственно присутствуют резкие изотопные различия. В случае повышения температуры изменяется соотношение  $^{18}\text{O}:^{16}\text{O}$  и таким образом возможным рассчитать температуру морской воды. При этом погрешность коэффициента по масс-спектрометру 0.01%, а фактическая погрешность определяемых температур 0.5-1.0 $^{\circ}\text{C}$ . Теоретически изотопный метод позволяет определить температуры образования карбонатов с возрастом до 700 млн. лет. В качестве примера применения изотопного метода на рис.1.2 показано широтное

распределение температуры морской воды, полученное в разные стадии мелового периода и в сравнении с современным.

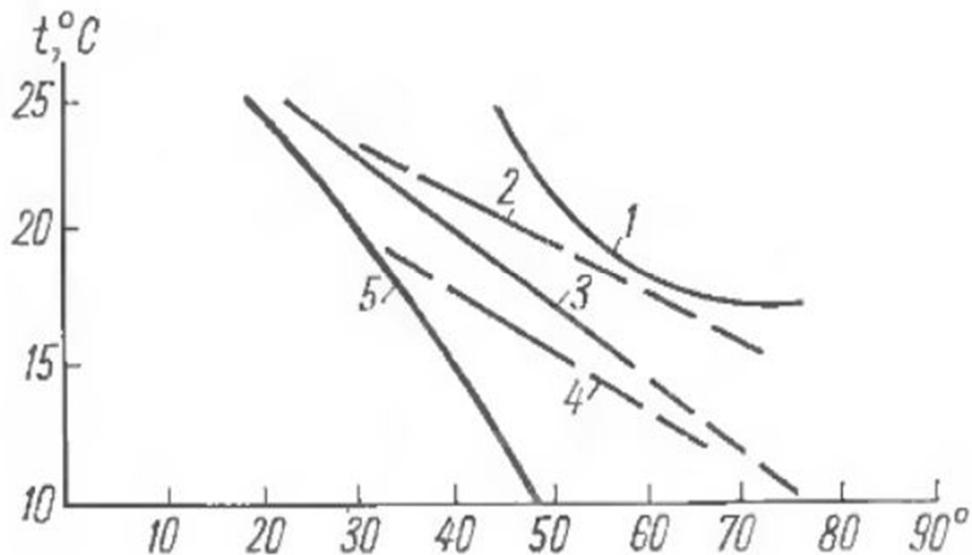


Рисунок 1.2. Широтное распределение температуры морской воды в меловом периоде и современное по соотношению  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (Лоуенштам, 1964), где 1-сантон, 2 – Альб, 3 – сеноман, 4 – маастрихт, 5 – современное.

Однако, не смотря на свою высокую точность, изотопный метод определения палеотемператур имеет и ряд ограничений:

1. Изотопный состав кислорода в кальците может быть в значительной мере изменен после образования раковин или карбонатного осадка вследствие процессов диффузии, перекристаллизации, доломитизации и т. п., которые могут происходить как при диагенезе, так и в течение всего последующего существования породы. Особенно этим процессам подвержены образования с недостаточно компактной структурой, испытавшие значительное погружение и обладающие значительным геологическим возрастом.

2. Многие животные и растения могут отлагать карбонаты кальция без сохранения изотопного равновесия кислорода карбонатов и воды. Выявить,

существовало или отсутствовало такое равновесие для ископаемых объектов, не всегда возможно или по крайней мере не легко.

3. Еще не известен изотопный состав кислорода древних океанов. Предположение же о том, что он был тождествен современному, может быть ошибочным.

4. Содержание  $^{18}\text{O}$  в воде в высшей мере зависит от ее солёности. В конечном итоге опреснение сказывается так же на отношении  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в карбонате, как и повышение температуры. Более того, если опреснение связано с добавлением пресной воды, поступающей за счет таяния льда, то оно сильнее влияет на изменение содержания  $^{18}\text{O}$ , чем опреснение до того же уровня, но вследствие притоков обычных речных вод.

5. Температуры, полученные по органическим остаткам разных организмов, отобранных из одного слоя, часто различны. Отличаются они, как правило, и от температур, получаемых по вмещающему их карбонатному материалу. Эти различия могут быть вызваны рядом причин:

- а) наиболее интенсивным наращиванием раковин различными организмами при разных температурах;
- б) обитанием организмов на разных глубинах;
- в) различиями биогенного изотопного фракционирования у этих организмов и другими особенностями.

Перечисленные причины обусловили то, что определение палеотемператур древних морей были выполнено лишь для юрского и более поздних периодов. При этом большая часть температур для мезозойских морей была определена по рострам белемнитов, так как именно в них лучше всего обычно сохраняется первичное отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Характерно, что для белемнитов получены более низкие значения температур по сравнению с другими

### *Химический метод*

Метод основан на отношении кальция и магния в карбонатных скелетах беспозвоночных. В методе используются результаты экспресс-анализа на кальций и магний проб беспозвоночных. Метод имеет такие же ограничения, как и изотопный.

### *Дендрохронологический метод*

Дендрохронология (от греч. dendron – дерево, chronos – время и logos – учение) - это научная дисциплина о методах датировки событий и природных явлений, основанная на анализе годичных колец древесины.

Основой дендрохронологии является то, что рост дерева неодинаков в различные сезоны года. Зимний и летний рост сильно отличаются, основной рост приходится на лето. Рост колец во многом зависит от температуры и влажности окружающей среды. Чем выше температура и больше влажность, тем больше рост годичного кольца. Это свойство дерева позволяет реконструировать температуру в прошлом.

Однако метод не является очень точным, поскольку на рост дерева влияют не только температура и влажность.

## 1.3. Основные достигнутые результаты

### *Докембрий*

Рассчитаны значения мгновенного распределения температур лучистого равновесия самой поверхности земли в то время как Земля находилась в афелии. Так в афелии температура в подсолнечной составляла 117°C, а ночью -242°C. Также были получены фазовые состояния газов атмосферы, приведенные на рис. 1.3.

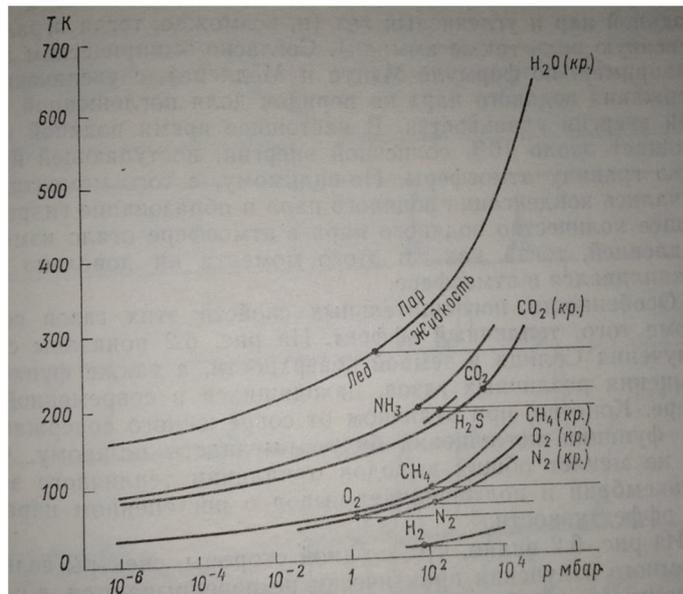


Рисунок 1.3 Зависимость между давлением и температурой докембрийской атмосферы и фазовые состояния составляющих ее газов.

### Фанерозой

В фанерозое методами палеоклиматологии достаточно точно воспроизведено Гондванское оледенение, максимальная фаза которого приведена на рис.1.4. При оледенении существенно увеличилось альbedo земной поверхности.

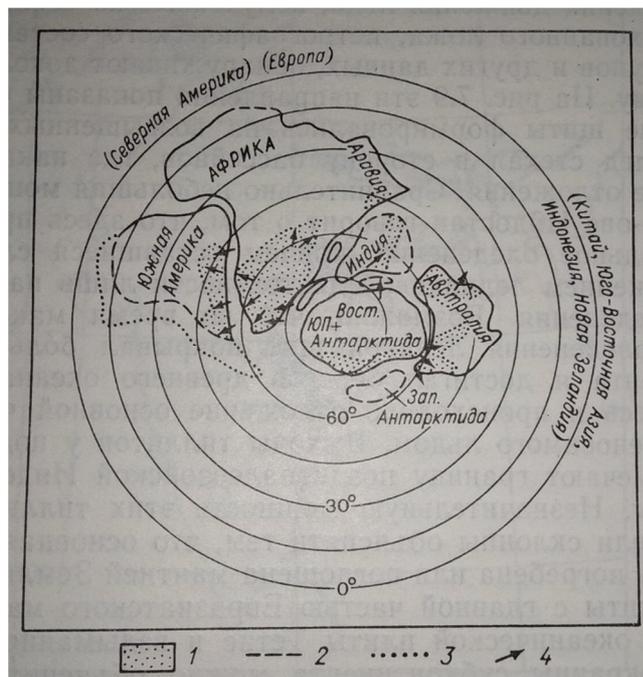


Рис 1.4. Генеральная схема максимальной фазы гондванского оледенения, где: 1 – область распространения следов ледниковой деятельности, 2 – древняя береговая линия, 3 – современная береговая линия Южной Америки, 4 – направление движение льда.

### ***Кайнозой***

В период кайнозоя происходило постепенное похолодание до максимального оледенения в плейстоцене и новое оледенение Антарктиды, а также появление морских льдов и ледников в северном полушарии. Реконструкция магнитного поля Земли и его динамики за последние 4 млн. лет в кайнозое показано на рис.1.5.

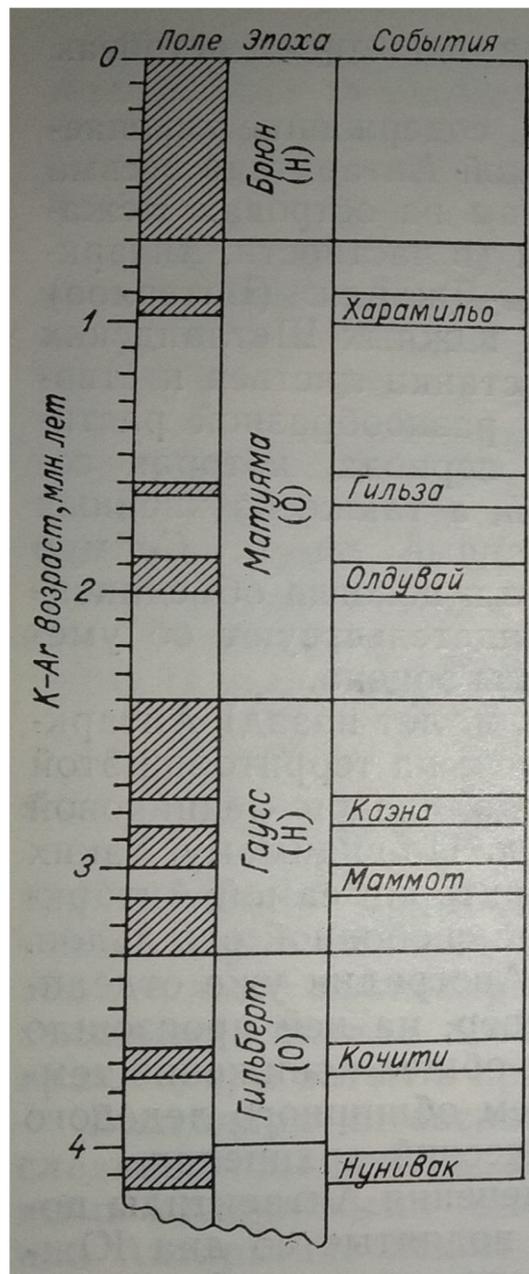


Рисунок 1.5 Хронология обращения магнитного поля за последние 4 млн лет.

### *Плейстоцен*

Выявлено полярное покровное оледенение, а также циклические колебания климата, на которые влияли колебания ледников.

### *Голоцен*

Было обнаружено послеледниковое потепление, малый ледниковый период, а также реконструированы температура и осадки за несколько веков.

## 2. Оценка исторического климата Европы на основе дендрохронологии

### 2.1. Дендрохронологический метод

Дендрохронология (от греч. *dendron* – дерево, *chronos* – время и *logos* – учение) - это научная дисциплина о методах датировки событий и природных явлений, основанная на анализе годичных колец древесины. Основой дендрохронологии является то, что рост дерева неодинаков в различные сезоны года. Зимний и летний рост сильно отличаются, основной рост приходится на лето. Наглядно сей рост на поперечном спиле дерева выглядит как совокупность концентрических колец. Каждое кольцо нарастает за один год и называется годичным. Кольцо представляет собой два слоя: первый самый толстый – это летний, а второй самый тонкий – это зимний слой. Зимний слой идет после летнего и выделяется на его фоне, как темное узкое кольцо, представляющее, по сути дела, границу, отделяющую начало нового «летнего» кольца, то есть начало нового годичного цикла. Таким образом, по количеству колец на поперечном спиле дерева можно определить его возраст, что является одним из основных методов дендрохронологии.

Таким образом, можно построить дендрохронологическую шкалу (рис.2.1), представляющую собой последовательность толщин годичных колец деревьев определённой породы в определённой местности, от текущего момента и как можно далее в прошлое, при этом возраст образцов должен быть заведомо известен.

Дендрохронология позволяет строить относительные и абсолютные шкалы датировок. Абсолютной считается шкала лишь в том случае, если известна точная дата жизни одного из поколений деревьев. Такая шкала позволяет со 100% надёжностью определять возраст деревянных предметов, если совпадает достаточное количество колец. Шкала считается относительной, если ее удалось построить фрагментарно при помощи частей

древесины возраст которых определён иным образом, например, запись в документах возраста сваи строения. Достоверность относительной шкалы зависит от опорного материала.

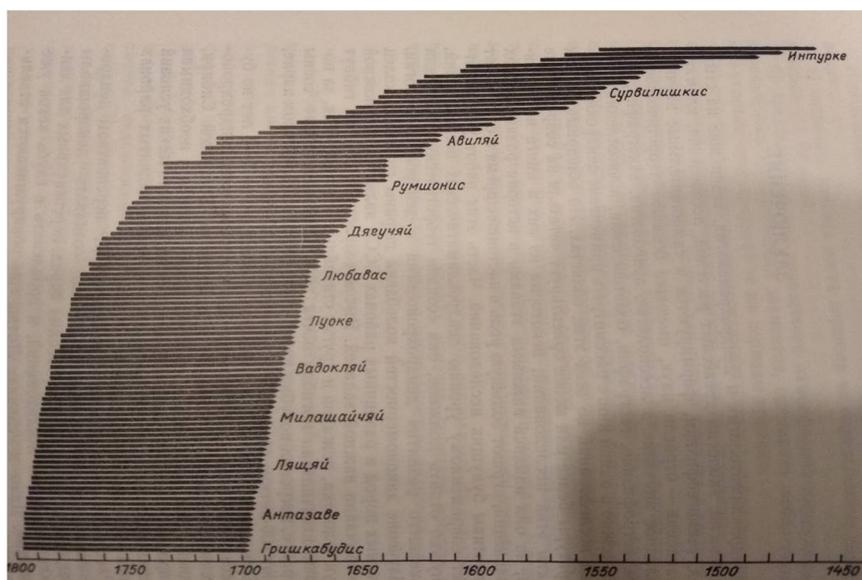


Рисунок 2.1. Формирование дендрохронологической шкалы.

Дендроклиматология (от греч. *dendron* – дерево и климатология) – это раздел дендрохронологии, занимающийся изучением закономерностей сложения годичных слоев древесных пород для установления климата в прошлые геологические эпохи.

Дендроклиматология базируется на том, что ширина годичного кольца показывает, какими были условия для роста дерева в определённом году – это либо благоприятные (кольцо широкое), либо неблагоприятные (кольцо узкое). На основе сего факта кольца деревьев служат критерием условий погоды в определённом году.

Определение прошлых параметров (температур, влажности) атмосферы с помощью дендроклиматологии производится путём построения графика зависимости ряда известного параметра (температуры, влажности) от ряда толщины годичных колец дерева. На основе этой зависимости получают регрессионное уравнение, с помощью которого реконструируют неизвестные значения искомого параметра в прошлом.

Дендрохронология, прежде чем стать наукой, проделала долгий путь. Всё началось в стародавние времена, когда люди подметили чередование годичных колец деревьев разной толщины, которые зависели от климатических условий. Первые письменные упоминания об этом факте принадлежат итальянскому учёному Леонардо да Винчи, сделанные им в 15 веке. Ученый заметил, что в засушливых областях толщина колец деревьев меняется в зависимости от осадков. Три века спустя Карл Линней заметил, что в северных районах изменение размера годичных колец показывает изменение температурного режима.

Первыми людьми, занявшимися исследованиями влияния климата на рост древесной растительности, были французские учёные Х. Мартин и А. Браве. Предметом их исследований стали наилучшие корабельные сосны на территории Шведского королевства, для которых они определяли климатические и другие внешние условия, влияющие на рост этих деревьев.

Исследования были неудачны, потому что учёные опирались в своих исследованиях на географическую широту места произрастания деревьев, а не на условия местопроизрастания.

Становление дендрохронологии как науки началось с русских ученых А. Н. Бекетова, Ф. Н. Шведова, а также австрийского учёного А. Покорни.

А. Н. Бекетов сделал заключение о различном влиянии внешних условий на рост деревьев. Так факторы, определяющие утолщение слоёв у одних деревьев, вызывают совершенно противоположное явление у других. Минусом работ Бекетова стал недостаточный учёт изменчивости процессов радиального прироста.

А. Покорни предложил методику определения метеорологических коэффициентов на основе годичного прироста стволов двусемядольных растений. Он также предложил измерять годичные кольца по длинному и короткому радиусам, в связи с обнаружением зависимости прироста годичных колец от факторов климата. Покорни стал первым исследователем,

выявившим ряд трудностей: нарушение питания деревьев, деформации под влиянием насекомых и заморозков, различные экспозиции деревьев.

Ф. Н. Шведов, профессор Одесского университета, разработал собственную методику. Она заключается в умножении наружного радиуса годичного кольца дерева на нормальный радиус, составляющий 500 мм, что позволит нивелировать отклонения, зависящие от индивидуальных свойств дерева.

Шведов, исследуя кольца белой акации, произрастающей непосредственно в Одессе, выявил синхронность годичного прироста с осадками гидрологического года (сентябрь – август), и обнаружил совпадение наименее узких годичных колец с засушливыми годами (1863, 1873, 1882). На основании этого открытия Шведов сделал вывод о такой же достоверности дендрометрического метода в определении засух, что и у плювиометрического. Шведов также обратил внимание на непригодность всех деревьев для прослеживания истории осадков, например, деревья, произрастающие у водоёмов, не подходят.

В дальнейшем дендрохронологические и дендроклиматические исследования вели археологи и климатологи.

## 2.2. Архивы дендрохронологических данных по территории Европы

В данной дипломной работе дендрохронологические исследования проводятся по следующим районам:

### 1) Франция.

Синим на рис.2.2 отмечено место сбора дендрохронологической информации, где вид дерева был дуб черешчатый (*Quercus robur*). Красным цветом отмечена ближайшая метеорологическая станция с многолетними рядами наблюдений за температурой воздуха и осадками.

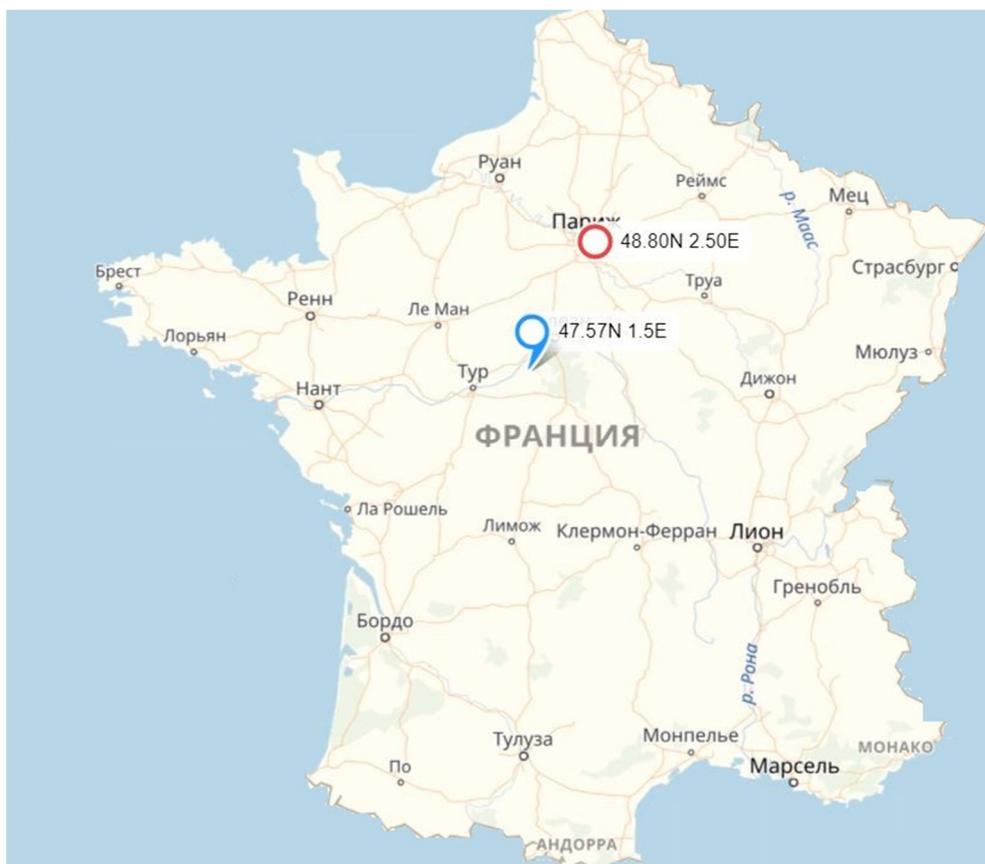


Рисунок 2.2. Координаты точки дендрохронологии (синий) и метеостанции (красный) на территории Франции.

В табл.2.1 приведены периоды наблюдений за температурой воздуха, осадками и дендрохронологией.

Табл.2.1. Период дендрохронологических данных и метеорологических наблюдений

Период наблюдения температуры	Период наблюдения осадков	Период дендрохронологических данных
1760-1979	1860-1979	1760-1979

Архив наблюдений представлен в приложении 2.1.

## 2) Норвегия

На рис.2.3 синим цветом отмечено место сбора дендрохронологической информации по виду дерева сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), а красным – ближайшая метеорологическая станция.



Рисунок 2.3. Координаты точки дендрохронологии (синий) и метеостанции (красный) на территории Норвегии.

В табл.2.2 приведены периоды наблюдений за температурой воздуха, осадками и дендрохронологией.

Табл.2.2. Период дендрохронологических данных и метеорологических наблюдений

Период наблюдения температуры	Период наблюдения осадков	Период дендрохронологических данных
1776-1970	1896-1970	1810-1970

Архив наблюдений представлен в приложении 2.1

### 3) Румыния

На рис.2.4 синим цветом отмечено место сбора дендрохронологической информации вид дерева ель обыкновенная (*Picea abies*), а красным – ближайшая метеорологическая станция.

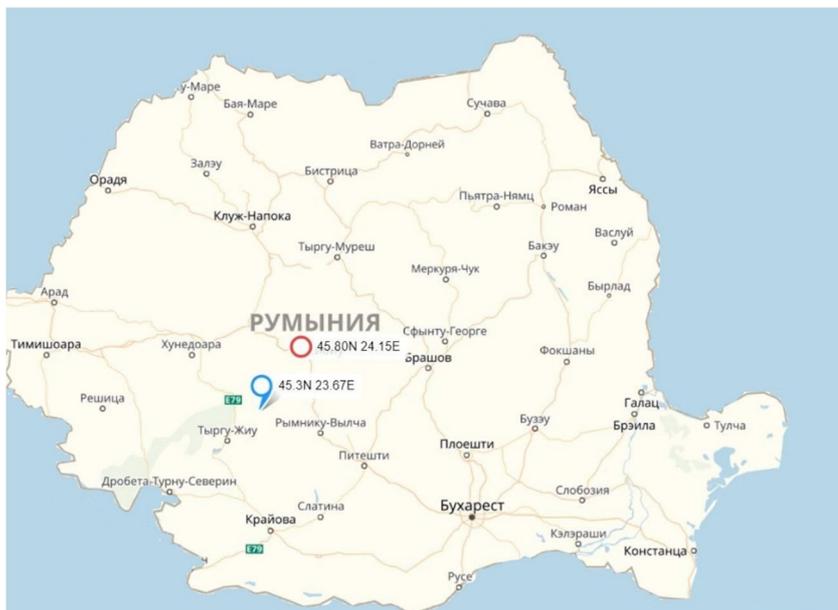


Рисунок 2.4. Координаты точки дендрохронологии (синий) и метеостанции (красный) на территории Румынии.

В табл.2.3 приведены периоды наблюдений за температурой воздуха, осадками и дендрохронологией.

Табл.2.3. Период дендрохронологических данных и метеорологических наблюдений

Период наблюдения температуры	Период наблюдения осадков	Период дендрохронологических данных
1920-1981	1920-1981	1827-1981

Архив наблюдений представлен в приложении 2.1

### 4) Испания

На рис.2.5 синим цветом отмечено место сбора дендрохронологической информации вид дерева сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), а красным – ближайшая метеорологическая станция.



Рисунок 2.5. Координаты точки дендрохронологии (синий) и метеостанции (красный) на территории Испании.

В табл.2.4 приведены периоды наблюдений за температурой воздуха, осадками и дендрохронологией.

Табл.2.4. Период дендрохронологических данных и метеорологических наблюдений

Период наблюдения температуры	Период наблюдения осадков	Период дендрохронологических данных
1920-1981	1920-1981	1690-1981

Архив наблюдений представлен в приложении 2.1

## 5) Финляндия

На рис.2.6 синим цветом отмечено место сбора дендрохронологической информации вид дерева сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), а красным – ближайшая метеорологическая станция.

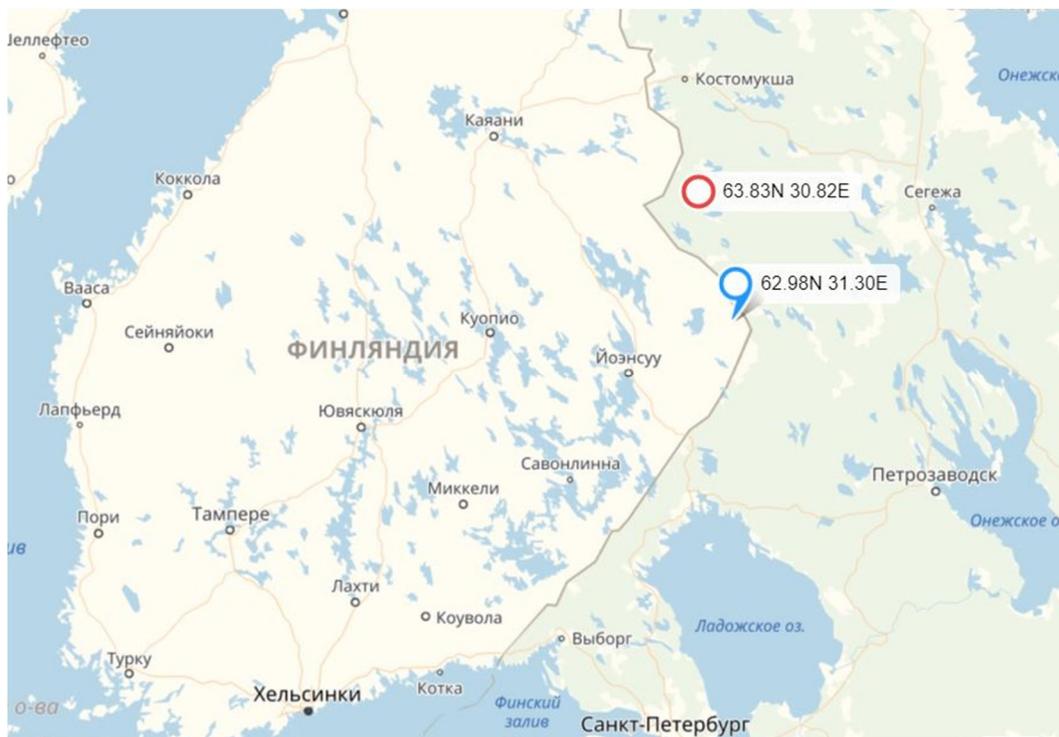


Рисунок 2.6. Координаты точки дендрохронологии (синий) и метеостанции (красный) на территории Финляндии.

В табл.2.5 приведены периоды наблюдений за температурой воздуха, осадками и дендрохронологией.

Табл.2.5. Период дендрохронологических данных и метеорологических наблюдений

Период наблюдения температуры	Период наблюдения осадков	Период дендрохронологических данных
1946-1984	1967-1984	1590-1984

Архив наблюдений представлен в приложении 2.1

### 2.3. Анализ дендрохронологической информации

Сбор дендрохронологической информации проводится по одному виду дерева, и всегда берется множество образцов этого вида дерева. Полученные ряды дендрохронологической информации проверяют на связь с известными рядами метеорологических параметров, которые реконструируют.

Дендроклиматические исследования проводятся по осреднённым значениям толщины колец деревьев, поскольку сие осреднение повышает корреляцию, что наглядно демонстрируют следующие показатели в Таб.2.6, в которой представлены наилучшие осреднённые по многим дендрохронологическим данным значения коэффициентов корреляции ( $R_{cp}$ ) между ширинами колец деревьев и климатическими факторами. В этой же таблице приведены коэффициенты корреляции климатическими характеристиками и ширинами колец для одиночных деревьев ( $R_1, R_2, R_3, R_4, R_5$ ).

Таб.2.6. Коэффициенты корреляция между кольцами деревьев и климатическими данными

Страна	Вид данных	$R_{cp}$	$R_1$	$R_2$	$R_3$	$R_4$	$R_5$
Франция	Сумма осадков за год	0,51	0,44	0,35	0,37	0,38	0,22
Норвегия	Средняя температура за апрель-сентябрь	0,49	0,16	0,06	0,29	0,39	0,27
Румыния	Средняя	0,47	0,40	0,15	0,42	0,38	0,25

	температура за апрель- сентябрь						
Испания	Средняя температура за апрель- сентябрь	0,43	0,23	0,26	0,31	0,28	0,36
Финляндия	Средняя температура за год	0,44	0,25	0,34	0,27	0,12	0,31
	Средняя температура за апрель- сентябрь	0,42	0,34	0,31	0,29	0,38	0,25

Как следует из данных табл.3.6, коэффициенты корреляции для одиночных деревьев всегда меньше, чем полученные при осреднении нескольких деревьев. Таким образом, наглядно продемонстрирована необходимость осреднения показателей всех взятых образцов деревьев.

#### 2.4. Взаимосвязи с климатическими факторами

Для осредненных по нескольким деревьям дендрохронологических данным были построены уравнения связи с основными климатическими факторами:, такими как:

$T_{год}$  – среднегодовая температура,

$T_{сез}$  – температура теплого сезона с апреля по сентябрь,

$X_{год}$  – суммы годовых осадков,

$X_{сез}$  – суммы осадков за сезон,

где  $d$  – ширина колец в мм,

В ходе расчетов были получены следующие коэффициенты корреляции и регрессионные эмпирические зависимости.

1) Франция

Парные коэффициенты корреляции имели следующие значения  $R_1=0,04$ ,  $R_2=-0,01$ ,  $R_3=0,51$ ,  $R_4=0,39$ , где

$R_1$  – коэффициент корреляции толщин колец дерева и среднегодовой температурой,

$R_2$  – коэффициент корреляции толщин колец дерева и средней температурой за апрель-сентябрь.

$R_3$  - коэффициент корреляции толщин колец дерева и годовой суммой осадков.

$R_4$  - коэффициент корреляции толщин колец дерева и суммой осадков за апрель-сентябрь.

В этом перечне для реконструкции построена зависимость при  $R_3$ .

2) Норвегия

Парные коэффициенты корреляции имели следующие значения  $R_1=0,30$ ,  $R_2=0,49$ ,  $R_3=0,02$ ,  $R_4=0,02$ ,

В этом перечне для реконструкции построена зависимость при  $R_3$ .

3) Румыния

Парные коэффициенты корреляции имели следующие значения  $R_1=0,25$ ,  $R_2=0,47$ ,  $R_3=-0,02$ ,  $R_4=-0,10$ ,

В этом перечне для реконструкции построена зависимость при  $R_2$ .

4) Испания

Парные коэффициенты корреляции имели следующие значения  $R_1=0,11$ ,  $R_2=0,43$ ,  $R_3=-0,21$ ,  $R_4=-0,03$ ,

В этом перечне для реконструкции построена зависимость при  $R_2$

### 5) Финляндия

Парные коэффициенты корреляции имели следующие значения  $R_1=0,44$ ,  $R_2=0,42$ ,  $R_3=0,39$ ,  $R_4=0,31$ ,

В этом перечне для реконструкции построены зависимости при  $R_1$  и  $R_2$ .

Далее были построены зависимости между ширинами колец и климатическими факторами и обратные зависимости климатического фактора от ширин колец для его реконструкции за прошлый период отсутствия данных инструментальных наблюдений.

### 1) Франция

Хронологический график ширин колец приведен на рис.2.7.

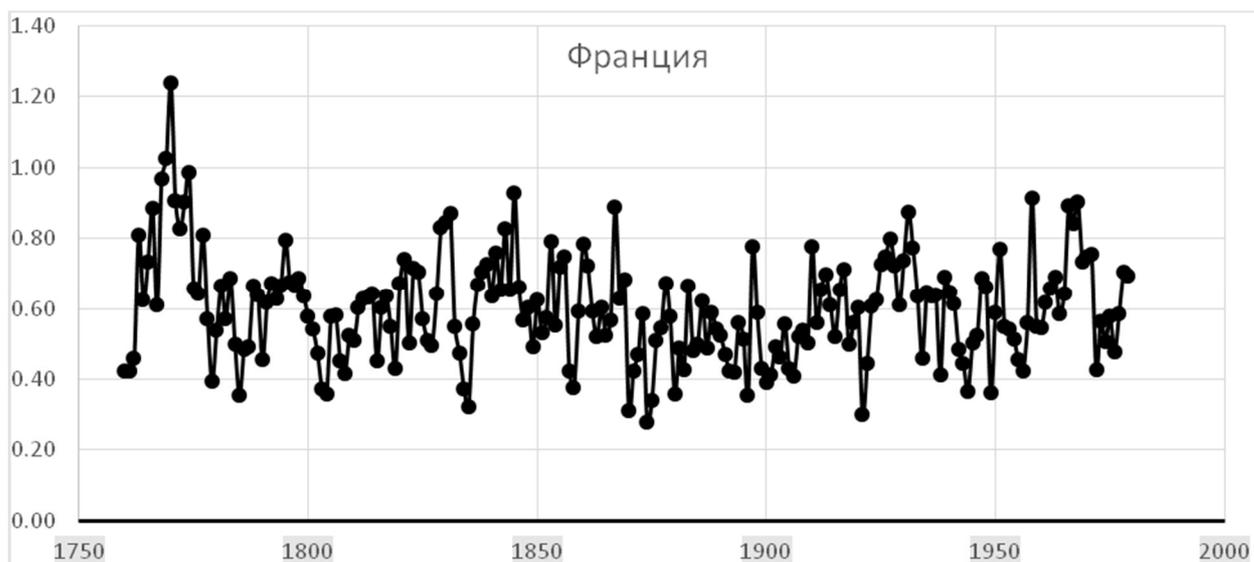


Рисунок 2.7. Хронологический ряд ширин колец деревьев для Франции.

Наиболее эффективная зависимость ширин колец ( $d$ , мм) от климатических факторов, построенная за период  $n=120$  лет (1860-1979 гг.) имела следующий вид:

$$d=0,000520 X_{\text{Год}}-0,2281, R=0,51, \quad (2.1)$$

где  $R$  – коэффициент корреляции уравнения.

При включении всех четырех климатических факторов  $R=0,53$ , т.е. другие факторы значимо не улучшают уравнение.

График зависимости для реконструкции  $X_{\text{год}}$  от  $d$  показан на рис.2.8.

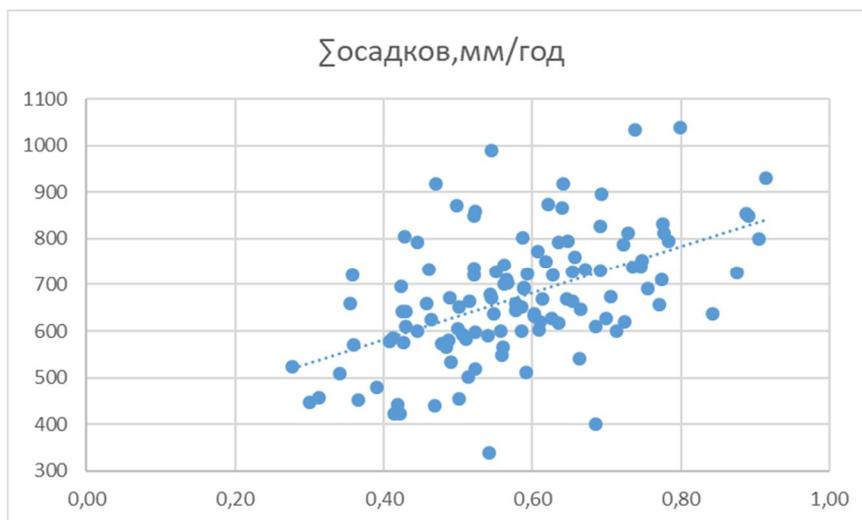


Рисунок 2.8. Зависимость между климатическим фактором и шириной колец деревьев (Франция).

Аналитическое выражение зависимости для реконструкции климатической характеристики по ширине колец деревьев имеет следующий вид:

$$X_{\text{год}} = 503,75 \cdot d + 381,23, \quad (2.2)$$

с  $R=0,51$  и стандартным отклонением остатков или погрешностей  $\text{СКО}=135\text{мм}$ .

## 2) Норвегия

Хронологический график ширин колец приведен на рис.2.9.

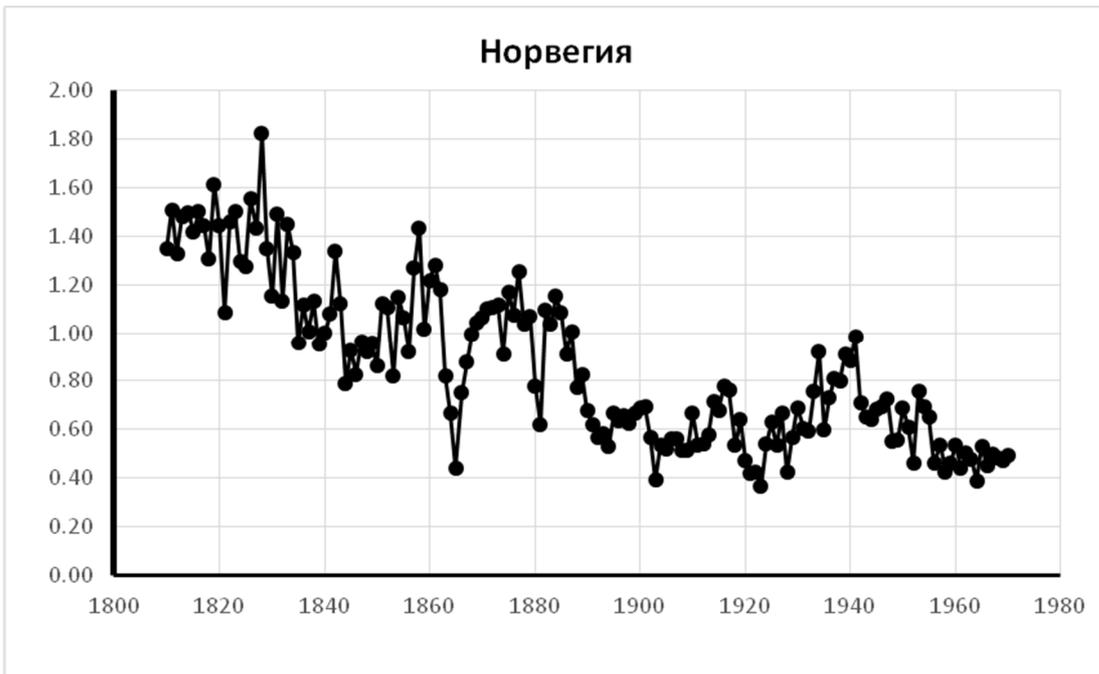


Рисунок 2.9. Хронологический ряд ширин колец деревьев для Норвегии.

Наиболее эффективная зависимость ширин колец ( $d$ , мм) от климатических факторов, построенная за период  $n=75$  лет (1896-1970 гг.) имела следующий вид:

$$d=0,0741 T_{\text{сез}} - 0,1419, R=0,49 \quad (2.3)$$

При включении всех четырех климатически факторов  $R=0,52$ , т.е. другие факторы значимо не улучшают уравнение.

С включением совместных эффектов (парных произведений факторов) единственное эффективное уравнение имеет вид:

$$d=0,0171 T_{\text{год}} * T_{\text{сез}} - 0,193 T_{\text{год}} + 0,220 * 10^{-4} T_{\text{сез}} * X_{\text{сез}} + 0,565 \quad R=0,55 \quad (2.4)$$

График зависимости для реконструкции  $T_{\text{сез}}$  от  $d$  показан на рис.2.10.

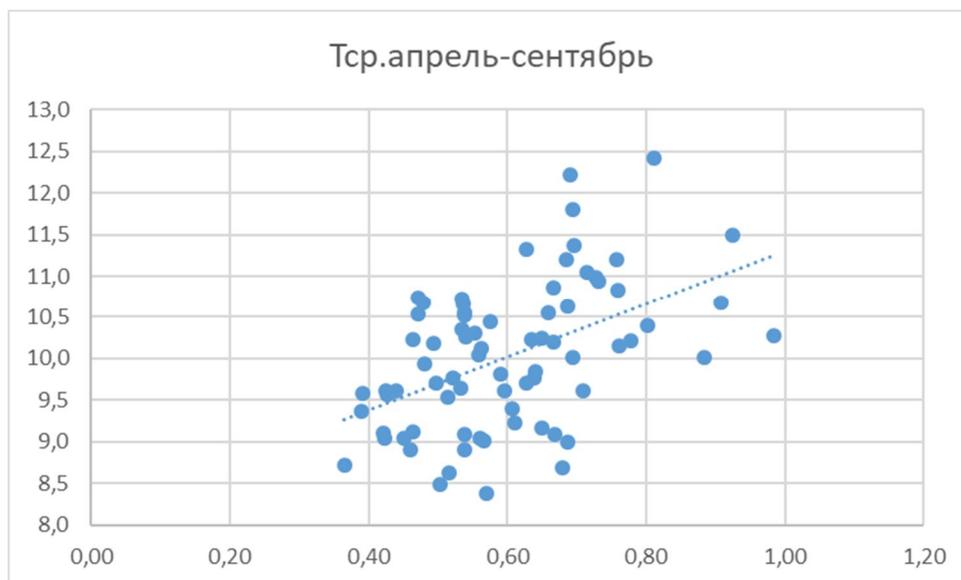


Рисунок 2.10. Зависимость между климатическим фактором и шириной колец деревьев (Норвегия).

Аналитическое выражение зависимости для реконструкции климатической характеристики по ширине колец деревьев имеет следующий вид:

$$T_{сез} = 2,0069*d + 3,8137, \quad (2.5)$$

с  $R=0,49$  и стандартным отклонением остатков или погрешностей  $СКО=0,9^{\circ}C$ .

### 3) Румыния

Хронологический график ширин колец приведен на рис.2.11.



Рисунок 2.11. Хронологический ряд ширин колец деревьев для Румынии.

Наиболее эффективная зависимость ширин колец ( $d$ , мм) от климатических факторов, построенная за период  $n=62$  года (1920-1981 гг.) имела следующий вид:

$$d=0,0839 T_{\text{сез}} - 0,2852 R=0,48 \quad (2.6)$$

При включении всех четырех климатически факторов  $R=0,53$ , т.е. другие факторы значимо не улучшают уравнение.

С включением совместных эффектов (парных произведений факторов) единственное эффективное уравнение имеет вид:

$$d=0,699T_{\text{сез}} - 0,904 \cdot 10^{-3} T_{\text{сез}} \cdot X_{\text{сез}} + 0,671 \cdot 10^{-3} T_{\text{год}} \cdot X_{\text{сез}} + 0,877 \cdot 10^{-2} X_{\text{сез}} = -0,0207 T_{\text{сез}} \cdot T_{\text{год}} - 7,311 R=0,61 \quad (2.7)$$

График зависимости для реконструкции  $T_{\text{сез}}$  от  $d$  показан на рис.2.12.

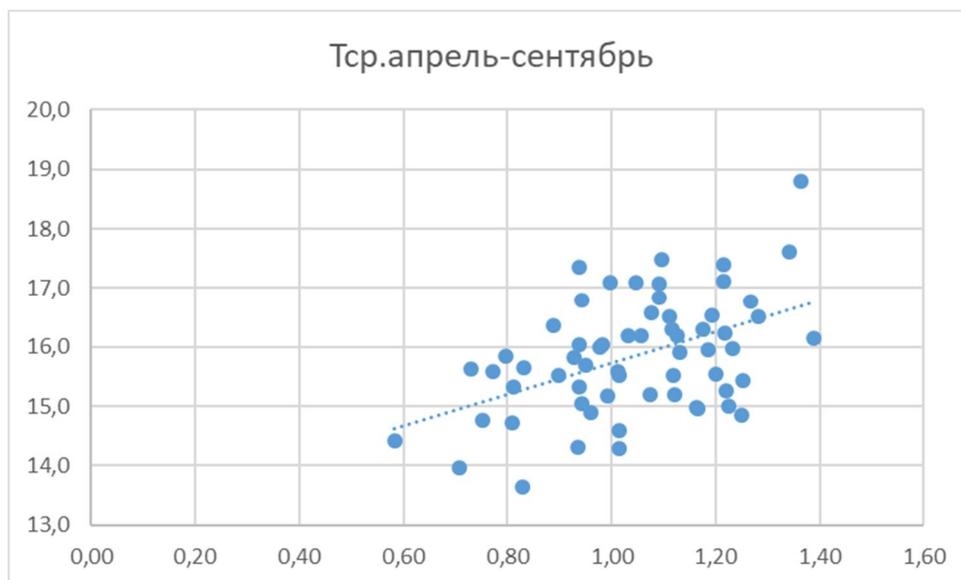


Рисунок 2.12. Зависимость между климатическим фактором и шириной колец деревьев (Румыния).

Аналитическое выражение зависимости для реконструкции климатической характеристики по ширине колец деревьев имеет следующий вид:

$$T_{сез} = 2,6561 * d + 13,073, \quad (2.8)$$

с  $R=0,47$  и стандартным отклонением остатков или погрешностей  $СКО=1,0^{\circ}C$ .

#### 4) Испания

Хронологический график ширин колец приведен на рис.2.13.

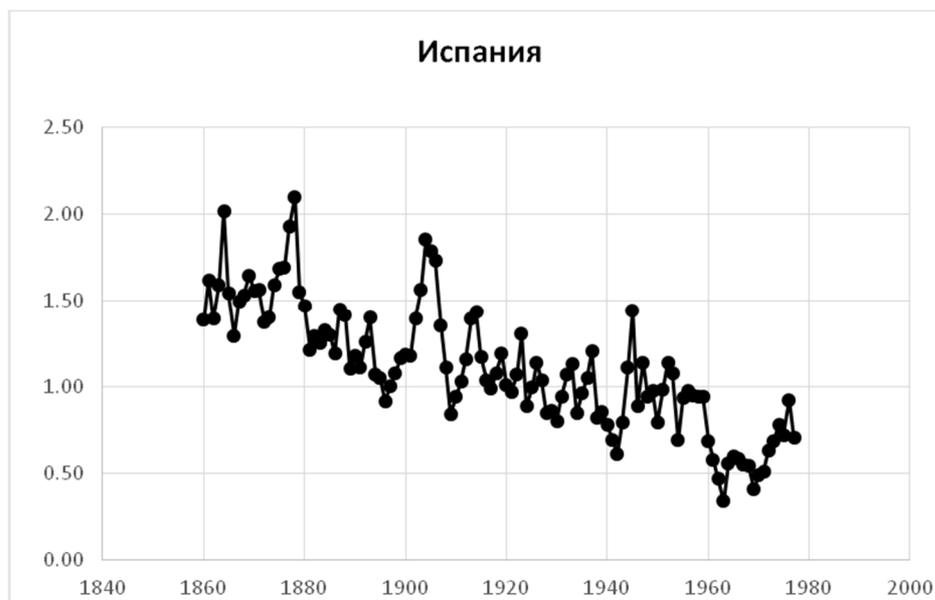


Рисунок 2.13. Хронологический ряд ширин колец деревьев для Испании.

Наиболее эффективная зависимость ширин колец ( $d$ , мм) от климатических факторов, построенная за период  $n=118$  лет (1860-1977гг.) имела следующий вид:

$$d=0,372 T_{\text{сез}} - 0,372 T_{\text{год}} - 1,106 R=0,55 \quad (2.9)$$

Вклады факторов в уравнение составляют  $T_{\text{сез}}$  60% и  $T_{\text{год}}$  40%.

С включением всех четырех факторов уравнение имеет вид:

$$d=0,378T_{\text{сез}} - 0,370T_{\text{год}} - 0,840 \cdot 10^{-3}X_{\text{год}} + 0,00142 X_{\text{сез}} - 1,063 R=0,59 \quad (2.10)$$

Вклады факторов в уравнение следующие:  $T_{\text{сез}}$  51,6%,  $T_{\text{год}}$  34,6%,  $X_{\text{год}}$  10,4% и  $X_{\text{сез}}$  3,4%.

С включением совместных эффектов (парных произведений факторов) единственное эффективное уравнение имеет вид:

$$d=-0,00261 T_{\text{год}} * X_{\text{сез}} + 0,00500 T_{\text{год}} * T_{\text{сез}} + 0,00192 T_{\text{сез}} * X_{\text{сез}} - 0,560 \cdot 10^{-4} T_{\text{год}} * X_{\text{год}} - 0,172 R=0,61 \quad (2.11)$$

Вклады факторов в уравнение следующие: Тгод\*Хсез 57,7%, Тгод\*Тсез 23,6%, Тсез \* Хсез 10,2% и Тгод\*Хгод 8,5%

График зависимости для реконструкции Тсез от d показан на рис.2.14.

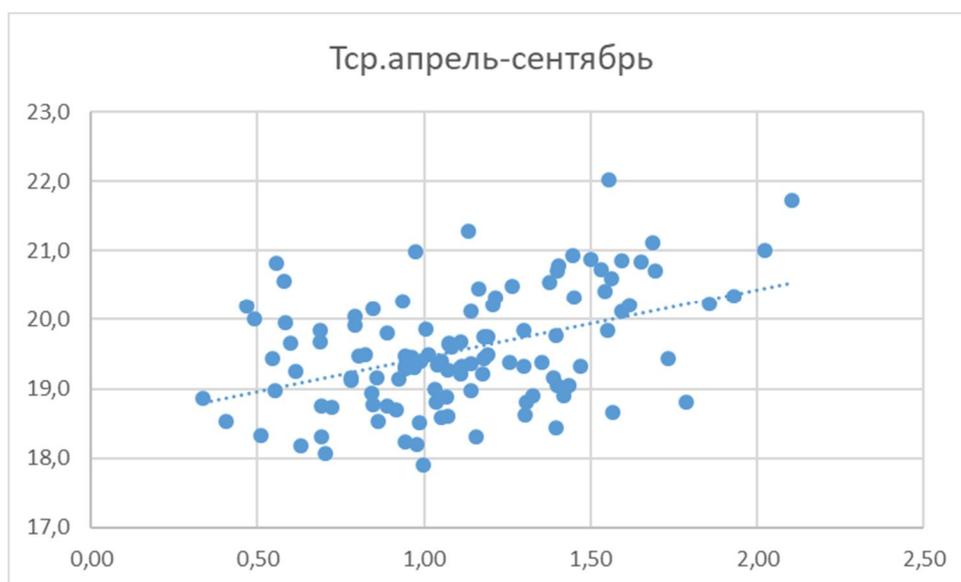


Рисунок 2.14. Зависимость между климатическим фактором и шириной колец деревьев (Испания).

Аналитическое выражение зависимости для реконструкции климатической характеристики по ширине колец деревьев имеет следующий вид:

$$Тсез = 0,9896*d + 18,465, \quad (2.12)$$

с  $R=0,43$  и стандартным отклонением остатков или погрешностей  $СКО=0,8^{\circ}C$ .

## 5 ) Финляндия

График зависимости для реконструкции  $T_{год}$  от  $d$  показан на рис.2.15.

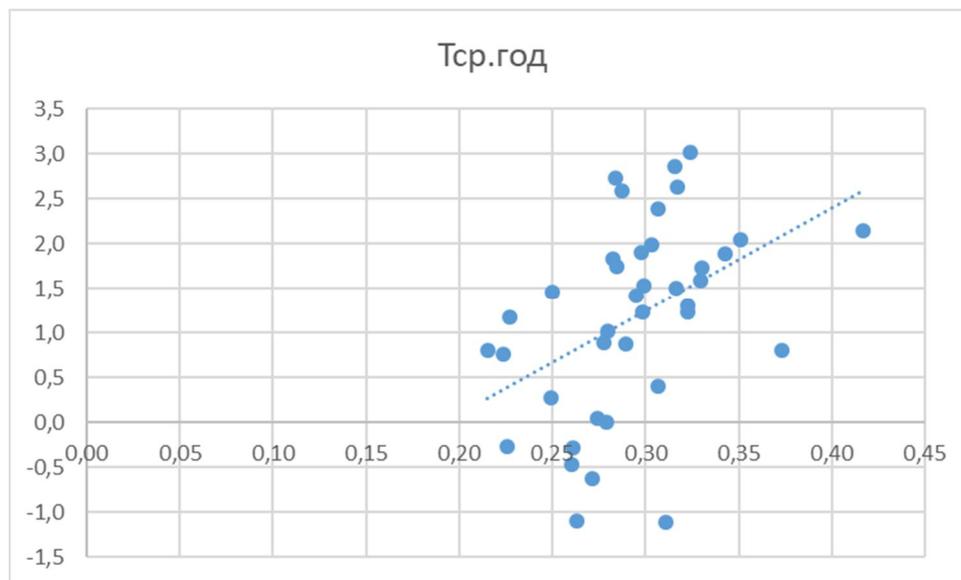


Рисунок 2.15. Зависимость между климатическим фактором и шириной колец деревьев (Финляндия).

Аналитическое выражение зависимости для реконструкции климатической характеристики по ширине колец деревьев имеет следующий вид:

$$T_{год} = 11,571x - 2,2225, \quad (2.13)$$

с  $R=0,44$  и стандартным отклонением остатков или погрешностей  $СКО=1,1^{\circ}C$ .

График зависимости для реконструкции  $T_{сез}$  от  $d$  показан на рис.2.16.

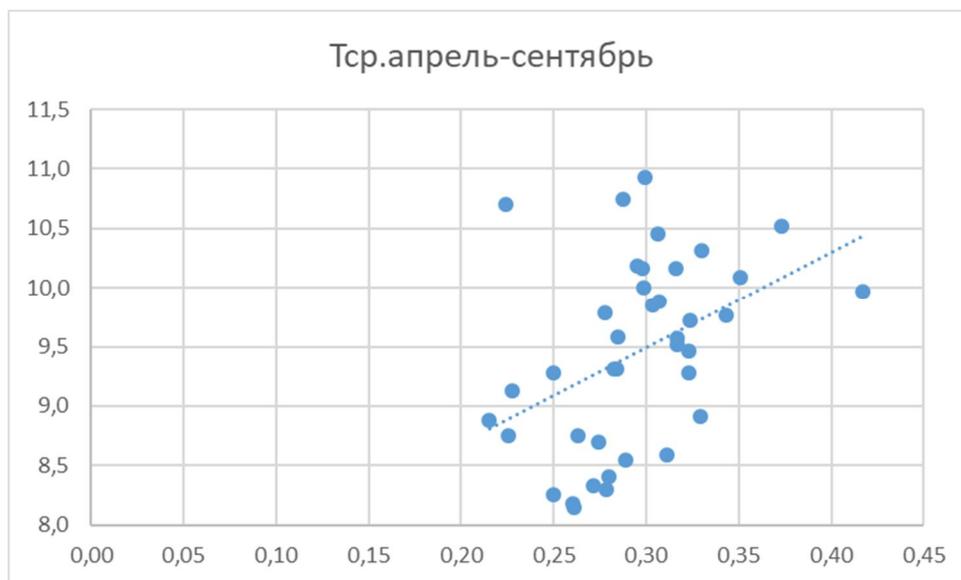


Рисунок 2.16. Зависимость между климатическим фактором и шириной колец деревьев (Финляндия).

Аналитическое выражение зависимости для реконструкции климатической характеристики по ширине колец деревьев имеет следующий вид:

$$T_{сез} = 8,0759*d + 7,0733, \quad (2.14)$$

с  $R=0,42$  и стандартным отклонением остатков или погрешностей  $СКО=0,8^{\circ}C$ .

Общий вывод из полученных зависимостей:

- зависимости слабые;
- коэффициенты корреляции с основными факторами (обычно с одним) 0,51-0,55;
- при включении всех четырех факторов и их парных произведений (совместных эффектов) множественный коэффициент корреляции увеличивается ненамного и максимум составляет 0,59-0,62;
- полученные для реконструкции климатических факторов однофакторные зависимости имеют коэффициенты корреляции 0.42 - 0,51.

## 2.5. Оценка исторического климата Европы по дендрохронологии

На основании полученных уравнений были реконструированы осадки и температура по ширинам колец деревьев.

Для Франции реконструкция годовой суммы осадков с 1760 по 1859 год приведена на рис.2.17, расчётные значения даны в приложении 2.5. Имеет место небольшой тренд уменьшения осадков.

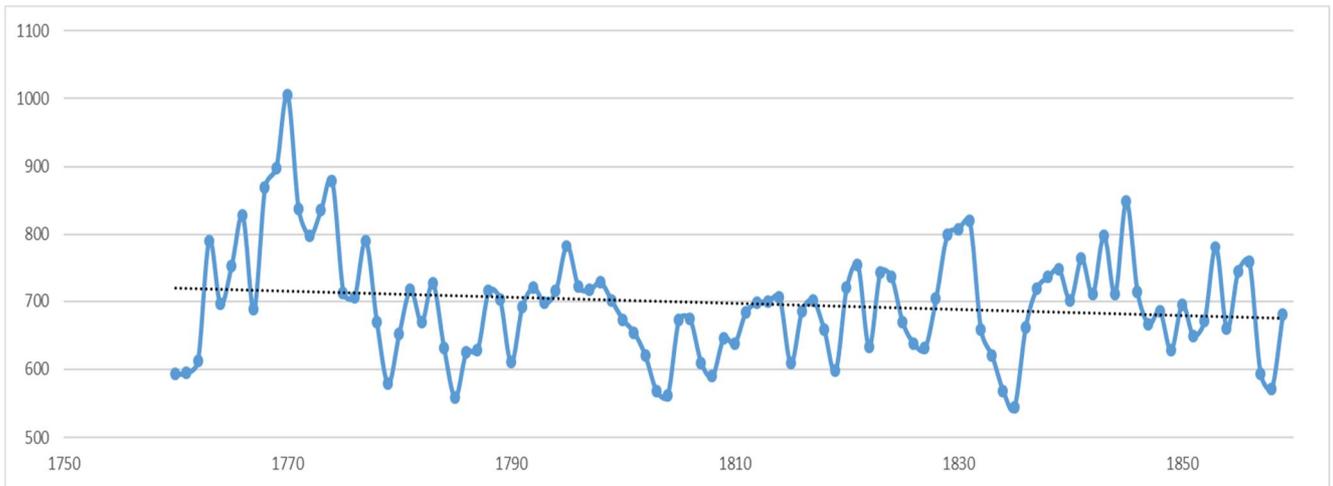


Рисунок 2.17. Реконструкция годовых сумм осадков по ширинам колец деревьев для Франции.

Для Норвегии реконструкция температуры теплого сезона с 1778 по 1810 год приведена на рис.2.18, расчётные значения даны в приложении 2.5. Имеет место тренд роста температуры или даже в большей степени ее ступенчатый рост на 2°C с 1792 г.

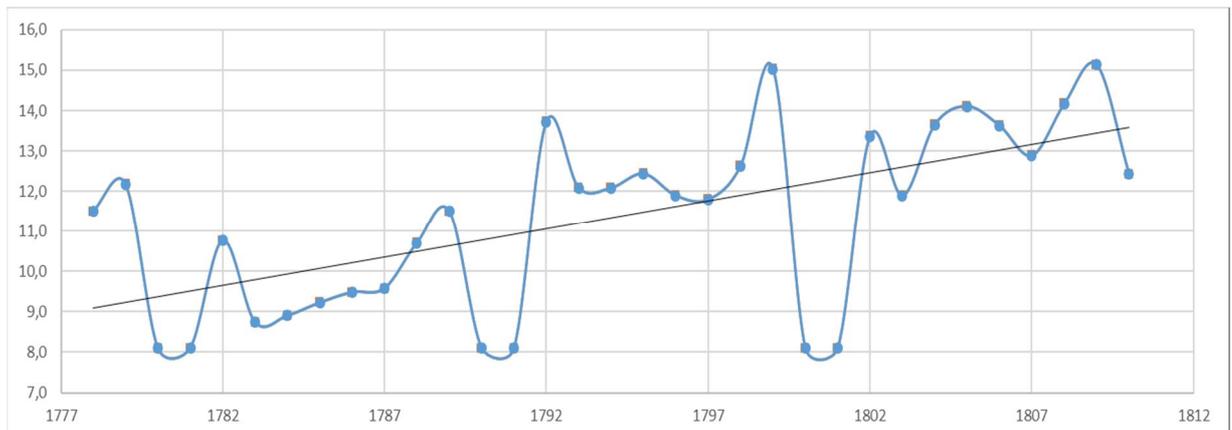


Рисунок 2.18. Реконструкция температур теплого сезона по ширинам колец деревьев для Норвегии.

Для Румынии реконструкция температуры теплого сезона с 1826 по 1920 год приведена на рис.2.19, расчётные значения даны в приложении 2.5. Имеет место тренд падения температуры примерно на  $1,5^{\circ}\text{C}$  и примерно с 1885 г. температура установилась на одном уровне со средним многолетним примерно  $16^{\circ}\text{C}$ .

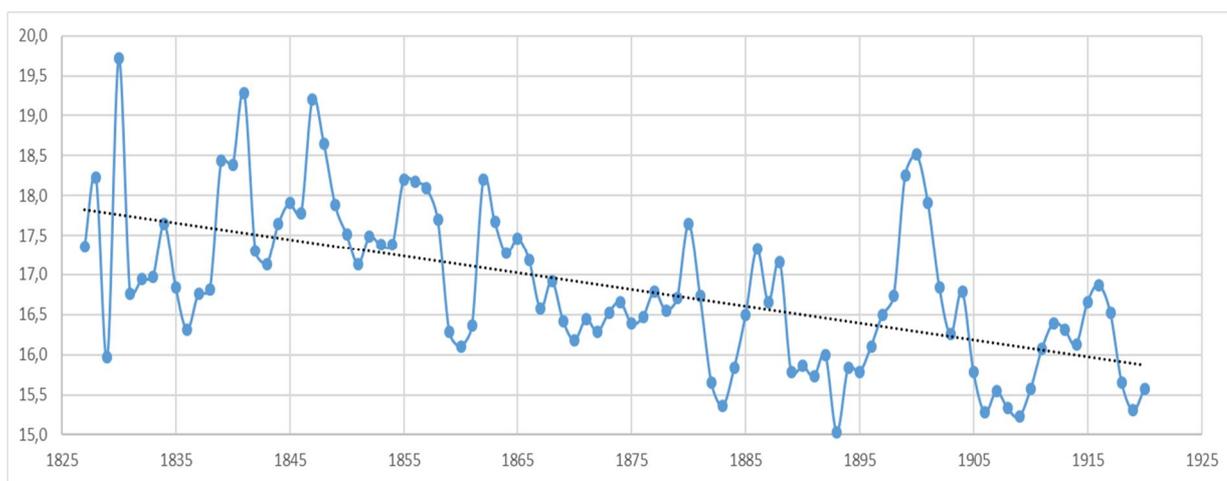


Рисунок 2.19. Реконструкция температур теплого сезона по ширинам колец деревьев для Румынии.

Для Испании реконструкция температуры теплого сезона с 1689 по 1860 год приведена на рис.2.20, расчётные значения даны в приложении 2.5. Имеет место небольшой тренд роста температуры, выраженный наиболее наглядно в виде ступенчатого подъема с 1813 г. примерно на  $0,7^{\circ}\text{C}$ .

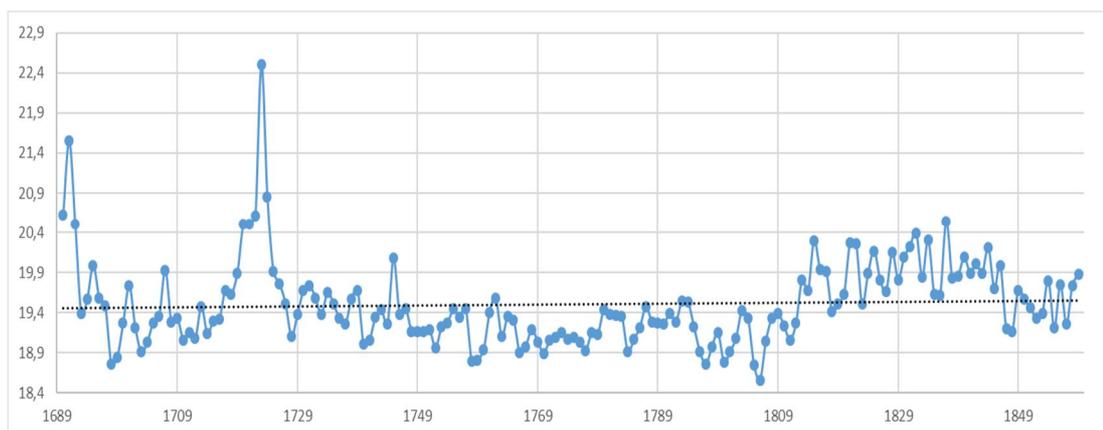


Рисунок 2.20. Реконструкция температур теплого сезона по ширинам колец деревьев для Испании.

Для Финляндии реконструкции среднегодовой температуры и температуры теплого сезона с 1590 по 1966 год приведены на рис.2.21 и 2.22, расчётные значения даны в приложении 2.5. Если исключить сомнительный начальный период до 1660 г., связанный с начальной стадией интенсивного роста деревьев, то имеет место небольшой тренд падения среднегодовых температур примерно с 4°C до 2°C. т.е. на 2°C

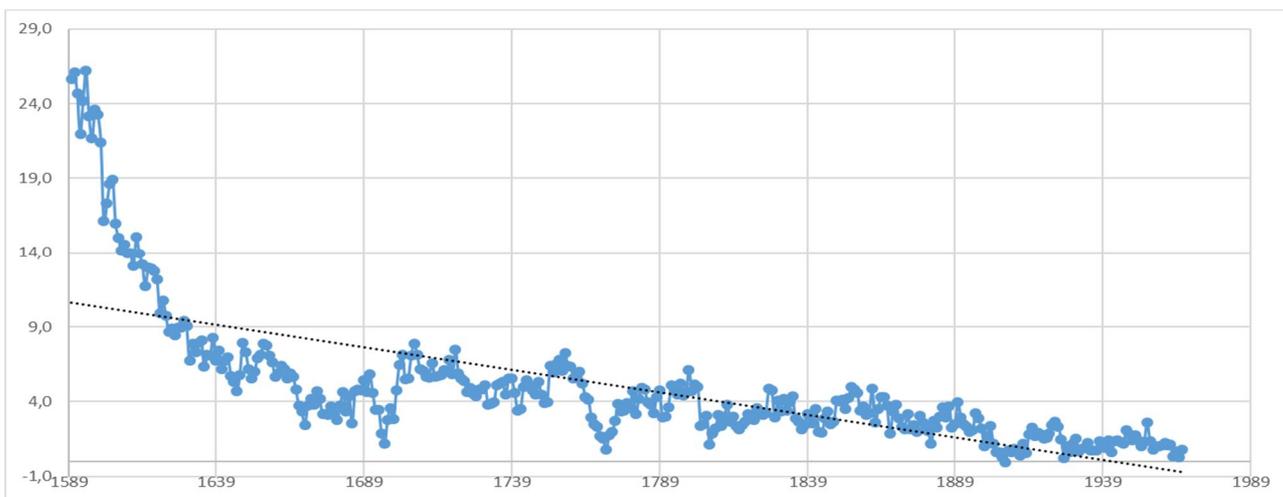


Рисунок 2.21. Реконструкция среднегодовых температур по ширинам колец деревьев для Финляндии.

Аналогичная ситуация наблюдается и на рис. 2.22 для температур теплого сезона, которые уменьшились за 1,5 столетия с 12°C до 10°C. т.е. также на 2°C

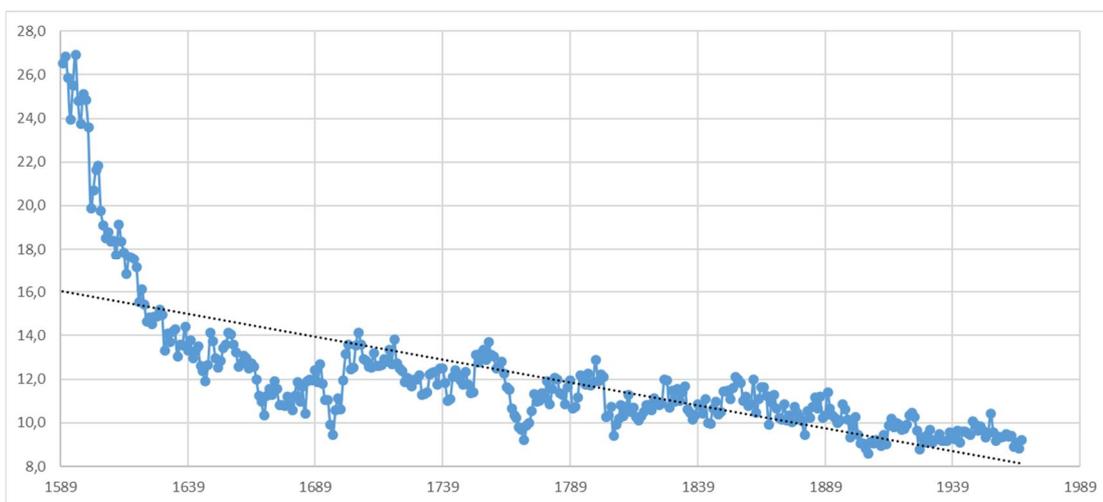


Рисунок 2.22. Реконструкция температур теплого сезона по ширинам колец деревьев для Финляндии.

Таким образом, полученные дендрореконструкции климатических характеристик позволили оценить климатические изменения в отдельных частях Европы при отсутствии инструментальных наблюдений, а именно установить:

- уменьшение годовых сумм осадков за период с 1760 г. по 1859 г. примерно на 30 мм для территории Франции;
- рост температуры теплого сезона за период 1778 г. по 1810 г. на 2°C со ступенчатым подъемом в 1792 году для территории Норвегии;
- падение температуры теплого сезона с 1826 по 1920 гг. на 1,5°C со ступенчатым понижением в 1885 г. для территории Румынии;
- рост температур теплого периода года примерно на 0,7°C на территории Испании с 1689 по 1860 гг. в виде ступенчатого подъема в 1813 году;
- падение среднегодовых температур и температур теплого сезона на 2°C на территории Финляндии в период с 1660 по 1900 гг.

### 3. Применение моделей МОЦАО для палеомоделирования

#### 3.1. Особенности применения МОЦАО для палеомоделирования

Модель общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) – это математическая модель общей циркуляции атмосферы и океана, которая основана на уравнениях Навье-Стокса на вращающейся сфере с термодинамическими составляющими для различных источников энергии, являющаяся результатом развития геофизической гидродинамики. Некоторые модели представлены на Рисунке 3.11.

№	Модель
1	UKMO – HadGEM1, Великобритания
2	IPSL – CM 4, Франция
3	MIROC 3.2 (hires), Япония
4	MIROS 3.2 (medres), Япония
5	CGCM 3.1 (T63) Канада
6	ECHAMS /MPI-OM, Германия
7	CFDL – CM 2.1, США
8	UKMO – HadCM 3, Великобритания
9	ECHO – G, Германия/Корея
10	MRI – CGCM 2.3.2, Япония
11	CSIPO – Mk 3.0, Австралия
12	GFDL – CM 2.0, США
13	CCM 3, США
14	GISS – EH, США
15	GISS – ER, США
16	INM – CM 3.0, Россия
17	PCM, США

Рис.3.11 «Модели МОЦАО»

Таблица 3.1.

Модель	Центр, страна	Разрешение атмосферного	Разрешение океанского
--------	---------------	-------------------------	-----------------------

		компонента	компонента
CGCM3 (T63) (CGC)	CCCMA, Канада	T63 (-1,9° x 1,9°) L31	0,9° x 1,4° L29
CSIRO-MK3.0 (CSI)	CSIRO, Австралия	R21 (-1,9 x 1,9) L18	0,8° x 1,9° L31
CSM 1.4 (CSM)	NCAR, США	T42 (2,8° x 2,8°) L18	2,0° x 2,4° L45
ECHAM5/MPI OM 2005 (ECH)	MPI, Германия	T63 (~1,9 x 1,9) L31	1,5° x 1,5° L40
HadGEM1 (HAD)	УКМО, Великобритания	1,3 x 1,9° L38	(0,3-1,0°) x 1,0° L40

В 1991 году стартовал проект PMIP (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project) или «Международный проект по взаимосравнению моделирования палеоклимата», целью которого было моделирование климата прошлого.

Моделирование в PMIP затрагивало период до 25-23 тысяч лет назад, когда условия образования климата были совершенно отличны от нынешних в связи с развитием ледникового покрова, что наглядно демонстрирует



Рисунок 3.1. «Состояние ледника летом 21 тысячу лет назад (слева) и лето 2010 года (справа).

Особенности применения МОЦАО для исследования климатов прошлого:

- 1) Модели МОЦАО охватывают промежуток времени до 25 тысяч лет назад (примерно до позднего вюрма ).
- 2) Для моделирования климата ставиться задача воспроизведения реакции системы климата на изменение инсоляции на граничных условиях.
- 3) Данные, которые были получены с помощью МОЦАО, сравниваются с данными палеореконструкций для оценки качества.

### 3.2. Палеоклиматическое моделирование на основе палеореконструкции.

С помощью реконструкции поверхности морской воды были получены аномалии глобальной температуры приземного слоя атмосферы за 784 тысячи лет, на основе которых была составлена палеоклиматическая модель аномалий глобальной температуры. Хронологический график полученной реконструкции и моделирования на рис 3.1.

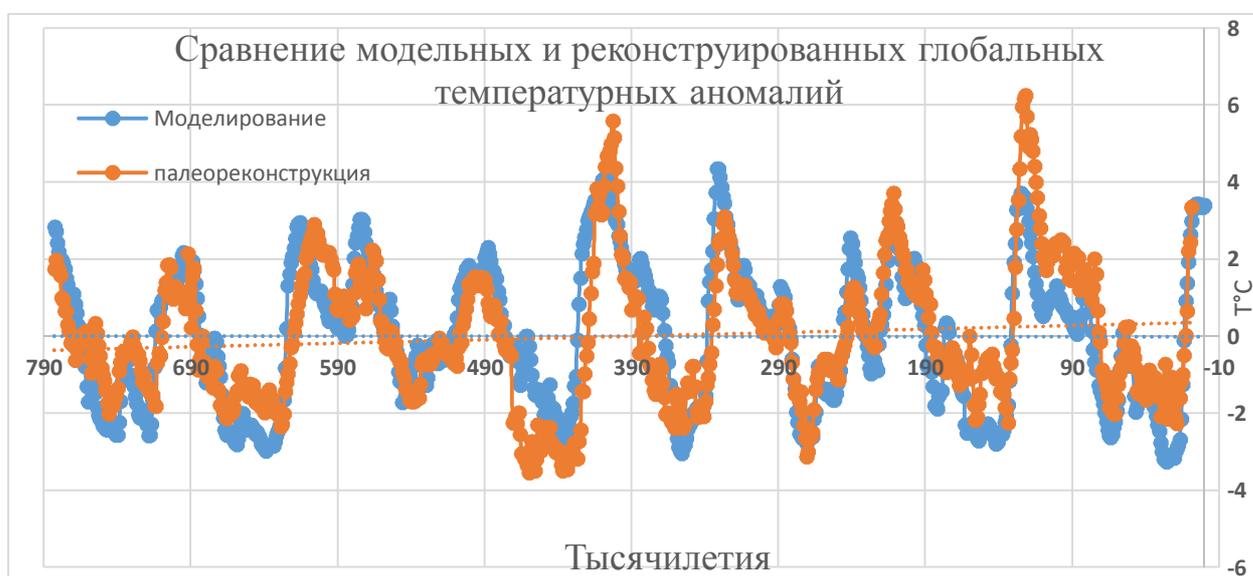


Рисунок 3.1. Модельные и реконструированные глобальные температурные аномалии

Как видно из рис.3.1. модельные и реконструированные глобальные температурные аномалии практически совпадают.

Долгопериодные колебания представляют собой чередующиеся периоды роста и падения аномалий глобальной температуры. Так период между 784 и 690 тысячами лет представляет собой первую половину срока падения с  $2,73^{\circ}\text{C}$  по модельным и  $1,98^{\circ}\text{C}$  по реконструированным данным до  $-2,56^{\circ}\text{C}/-2,01^{\circ}\text{C}$  и последующий роста до  $2,16^{\circ}\text{C}/2,16^{\circ}\text{C}$ . После 690 тысячелетия идёт спад до 644 тысячелетия до  $-1,97^{\circ}\text{C}/-1,81$ , а с 644 тысячелетия до 607 наблюдается рост, который завершается пиковыми значениями  $2,85^{\circ}\text{C}/2,69^{\circ}\text{C}$ . Затем идёт такой же практически по продолжительности цикл (177 тысяч лет), который представляет собой обратную картину и заканчивается минимальным падением  $-3,01^{\circ}\text{C}/-3,46^{\circ}\text{C}$ . Предыдущие два цикла можно объединить в один продолжительностью в 350 тысяч лет, новый цикл начинается с роста в период между 434 и 402 тысячелетием, достигая в конце  $3,91^{\circ}\text{C}/5,17^{\circ}\text{C}$ . Затем следует цикл в 329 тысяч лет, который повторяет поведение предыдущего, и заканчивается ростом значений по палеорекострукции на 122 тысячелетии принимая значение  $6,27^{\circ}\text{C}$  и снижается по модельным результатам до  $3,7^{\circ}\text{C}$ . Данный максимум ознаменует начало нового цикла, повторяющего поведение предыдущих. В результате мы видим тенденцию к повышению температурной аномалии глобальной температуры.

### 3.3. Палеоклиматическое моделирование содержания $\text{CO}_2$ в атмосфере

Представленная модель содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, показывает его изменение на протяжении 2000 лет, результаты которого отражены на рисунке 3.2

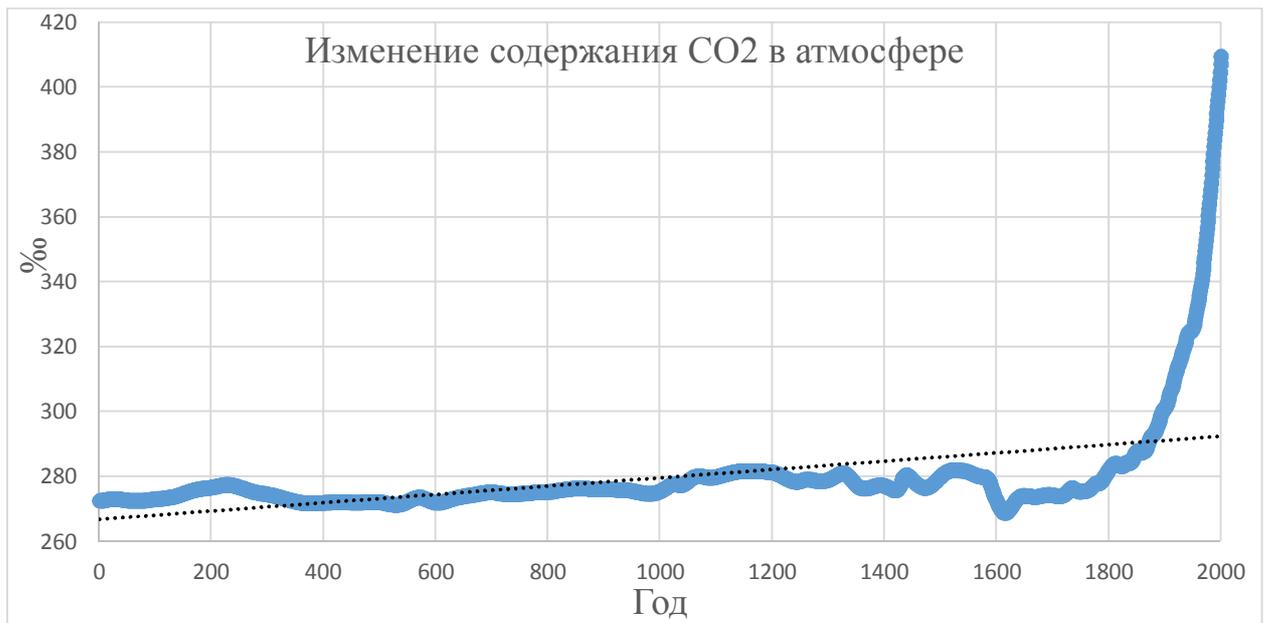


Рисунок 3.2 Изменение содержания CO<sub>2</sub> за 2000 лет

Как видно из рис. 3.2 первые 200 лет наблюдается рост содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере (277,4‰), сменяющийся падением до 400 г н.э. и последующей стагнацией до 534 года на уровне 271,3‰. Затем до 1350 года содержание CO<sub>2</sub> постепенно повышалось, составив в 1350 г н.э. 278,2‰. Период с 1350 г н.э. до 1560 г н.э. являлся нестабильным и завершился ростом на уровне 280,7‰. С 1560 г н.э. по 1615 год н.э. был неуклонный спад CO<sub>2</sub>, составивший в конце 268,8‰. На концентрацию CO<sub>2</sub> в этот период могла повлиять вулканическая активность, а также понижение активности Гольфстрима. С 1641 г н.э. начался неуклонный рост концентрации CO<sub>2</sub>, а с 1800 г н.э. данный рост стал продолжаться по экспоненциальному закону в связи с началом индустриальной эпохи.

#### 3.4. Палеоклиматическое моделирование Средней температурной аномалии за последние 4000 лет

Данная модель изменений глобальных температурных аномалий северного полушария составлена на основе результатов модели энергетического баланса, которая была применена для исследования

изменчивости температуры в Гренландии за последние 4000 лет. Результат моделирования представлен на рисунке 3.3.

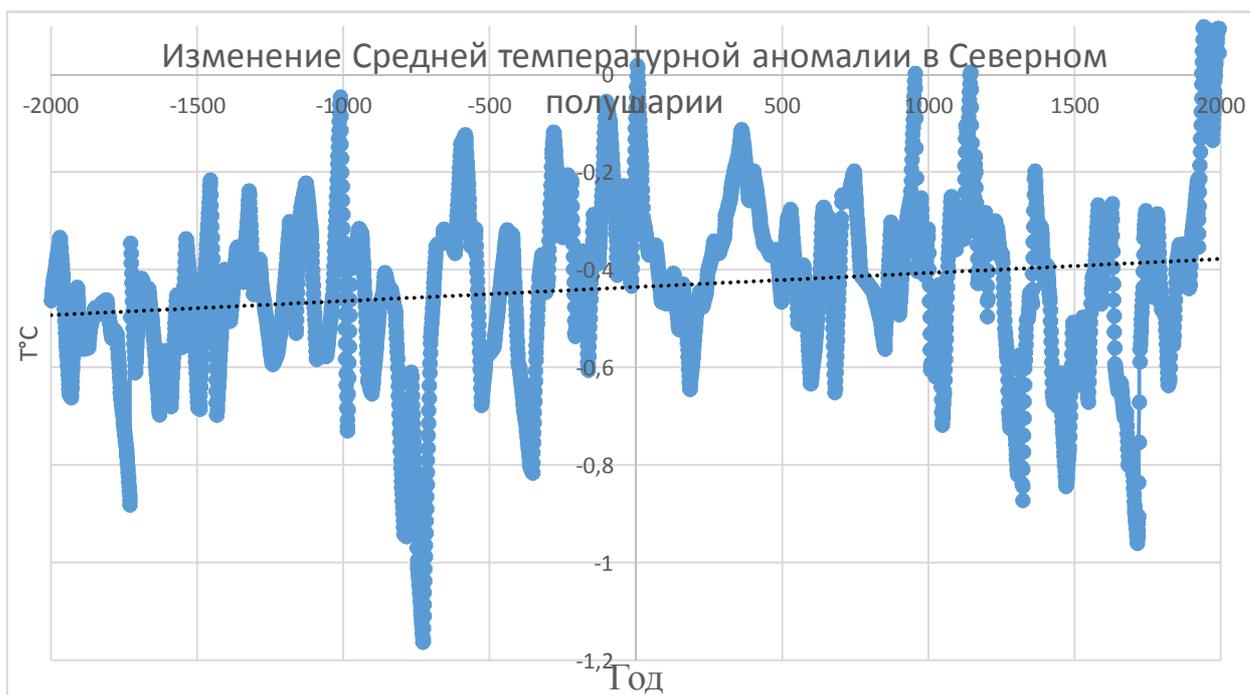


Рисунок 3.3 Изменение средней температурной аномалии за последние 4000 лет

Исходя из рис.3.3, ход изменения аномалии можно разделить на 3 цикла, продолжительность каждого из которых составляет около 1300-2000 лет, окончание которых связано с резким падением (составляет минимум всего цикла) температурной аномалии глобальной температуры северного полушария с последующим скачкообразным ростом .

Первый цикл закончился в 730 г до н.э., температурная аномалия составила  $-1,2^{\circ}\text{C}$ . Второй цикл имел временной промежуток между 730 г до н.э. и 1320 г н.э., в конце которого минимальное падение аномалии глобальной температуры северного полушария составило  $-0,9^{\circ}\text{C}$ . Специфичностью третьего цикла, начавшегося с 1320 г н.э., является падение температурной аномалии к 1713 г н.э. до  $-1^{\circ}\text{C}$ , которое обусловлено событиями малого ледникового периода.

Температурная аномалия северного полушария имеет устойчивый тренд роста.

## 4. Применение информации по пыльце и ледяным кернам для реконструкции климата

### 4.1. Сущность методов палеоклиматических реконструкций на основе палинологии

Споры и пыльца являются очень важными показателями в палеоклиматической реконструкции. Такая важность обусловлена тем, что споры и пыльца гораздо чаще сохраняются, чем остатки растений, а растения к тому же имеют свойство подстраиваться под климатические изменения, что соответственно вносит погрешность в исследования.

Спорово-пыльцевой анализ получил широкое распространение и массово проводится во многих регионах. С помощью него возможно осуществлять реконструкцию климата по континентальным отложениям, поскольку они в свою очередь часто лишены каких-либо органических останков.

Трудностями применения палинологического анализа для его использования в палеоклиматических реконструкциях является разная пыльценосность отдельных растений, например, ель даёт пыльцы меньше в два раза, чем сосна, и попадание пыльцы и спор в более молодые отложения из более древних в результате переотложения.

В самых простейших случаях палеоклиматических реконструкциях по спорово-пыльцевому комплексу используется метод, который можно назвать методом аналогий.

Для ископаемых спорово-пыльцевого спектра подбирается аналогичный спорово-пыльцевой спектр, который должен быть как можно более близким к нему по составу. После данной процедуры пробы показателей климата берут из мест, современного расположения спорово-пыльцевого спектра.

Следует сказать, что сложность такого метода заключается в проблематичности подбора спорово-пыльцевого комплекса аналогичному ископаемому.

Другим методами палеоклиматической реконструкции по спорово-пыльцевому комплексу являются методы, основанные на использовании многомерного статистического анализа и других методах статистики, общий вид которых описывает формула вида:

$$K = BP, \quad (4.1)$$

где:  $K$  – климатическая характеристика,  $B$  – переходная функция, переводящая спорово-пыльцевое содержание в числовые характеристики климата,  $P$  – спорово-пыльцевые данные в числовом выражении.

Точность этих методов определяется достоверностью и количеством наличного материала, а также связью пыльцы с характеристиками климата.

4.2. Палеоклиматические реконструкции в Европейском регионе с помощью палинологии

С помощью сравнения спорово-пыльцевого комплекса и спорово-пыльцевого комплекса, обнаруженного 6000 лет назад, была построена карта растительности на территории Европы для того времени, которая приведена на рис.4.1.

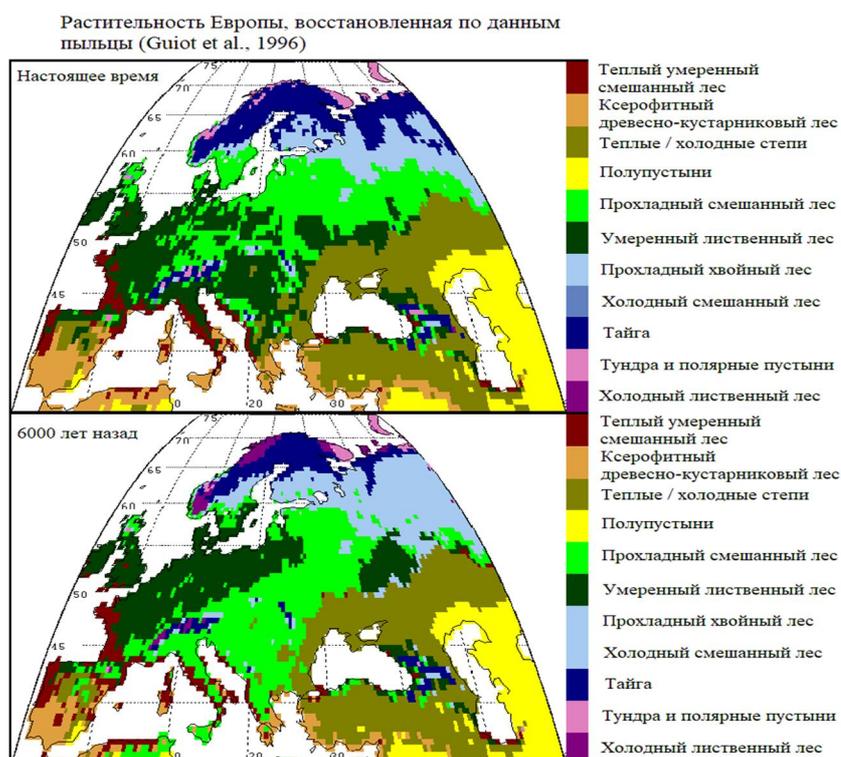


Рисунок 4.1 Карта растительности Европы 6000 лет назад, воссозданная по пыльце (Guiot, et al., 1996)

На основе пыльцевого метода были получены палеоклиматические реконструкции средних температур января и сумм летних осадков за период 4-11 тысячелетий до нашей эры в Южной Европе в окрестностях озера делл'Ассеса, Италия (координаты 42°59.33'N, 10°53.83'E) дискретностью 1 значение в 50 лет. Хронологический график полученной реконструкции сумм летних осадков приведен на рис.4.2.

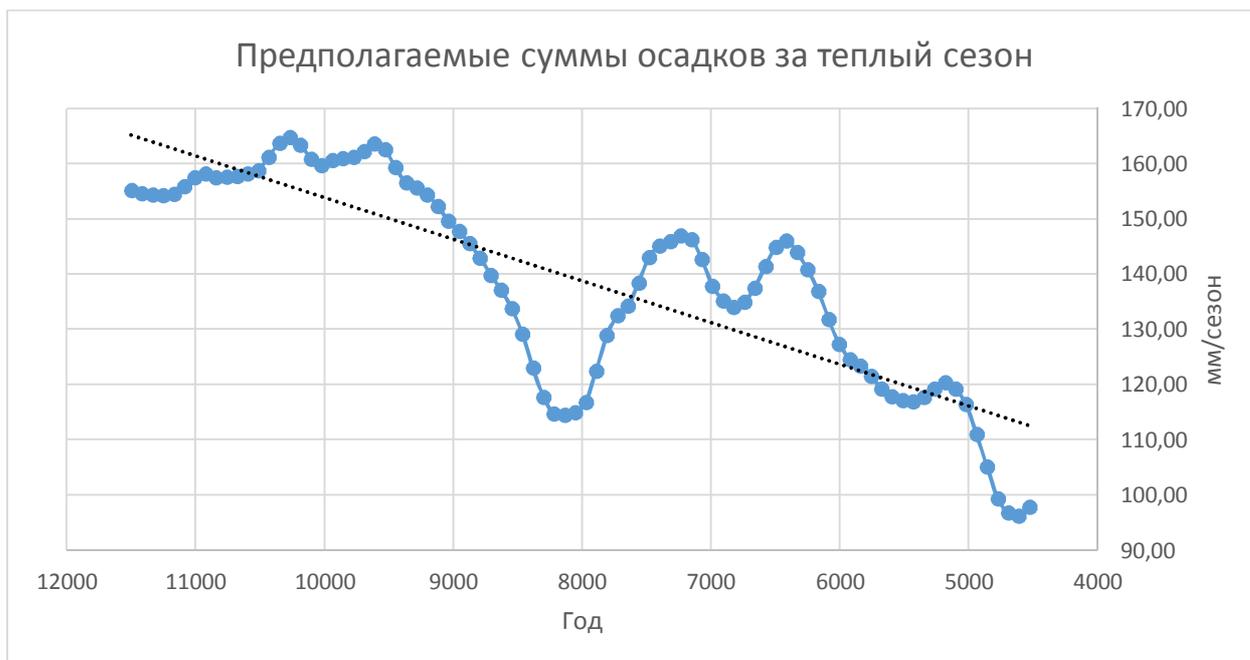


Рисунок 4.2. Реконструированные суммы осадков за летний сезон в районе озера делл'Ассеса (Италия) в период 12000 – 4000 лет до н.э.

Как видно из рис.4.2, осадки за первые 8 тыс. лет голоцена в Европе уменьшались примерно с 160 мм до 100 мм. Причем это уменьшение имело вид тренда с наложением на него циклических колебаний осадков. Вначале с 12000 лет до н.э. был небольшой тренд роста осадков в течение почти 2000 лет, но всего со 155 мм до 165 мм. Затем идет примерно 1000-летний период стабильных осадков, а с 9000 г. до 8000 г. до н.э. можно выделить период падения осадков со 160 мм до 110 мм. Затем идет примерно 600-летний период роста осадков до 145 мм и их практическая стабилизация на уровне 140 мм в период 7400 – 6200 гг. до н.э. Далее наблюдается весьма существенное уменьшение осадков в течение 1,5 тысячелетий до 100 мм.

В результате в Европе можно выделить два засушливых периода: около 8000 лет до н.э. и в интервале 5000 – 4000 лет до н.э.

Тот, факт, что для исторических осадков характерна нестационарность, можно подтвердить и с помощью применения нестационарных статистических моделей временных рядов. Для аппроксимации временного ряда палеорекострукции осадков были применены две нестационарные

модели: линейного тренда и ступенчатых изменений. Показатели эффективности нестационарных моделей по отношению к модели стационарной выборки приведены в табл.4.1, где:

$\Delta_{тр},\%$  – отклонение модели тренда от стационарной модели в % ;

$\Delta_{ст},\%$  – отклонение модели ступенчатых изменений от стационарной модели в % ;

$F_{тр}$  – расчетное значение статистики критерия Фишера при сравнении остаточных дисперсий стационарной модели и модели линейного тренда;

$F_{ст}$  – расчетное значение статистики критерия Фишера при сравнении остаточных дисперсий стационарной модели и модели ступенчатых изменений;

$T_{ст}$  – год ступенчатых изменений;

$T_{нач}$  – год начала наблюдений;

$T_{к}$  – год окончания наблюдений;

$n$  – число наблюдений ;

$R_{тр}$  – коэффициент корреляции модели линейного тренда.

Таблица 4.1.

Показатели эффективности нестационарных моделей для  
реконструированного ряда летних осадков

$\Delta_{тр},\%$	$\Delta_{ст},\%$	$F_{тр}$	$F_{ст}$	$T_{ст}$	$T_{к}$	$T_{нач}$	$n$	$R_{тр}$
43.6	39.3	3.14	2.72	8794	4530	11500	86	-0.83

Результаты моделирования, приведенные в табл.4.1, свидетельствуют, что вклад нестационарной составляющей достаточно большой и составляет 40%, а наибольшие изменения в падении осадков произошли примерно в 8794 г. до н. При этом модель линейного тренда более эффективна, чем модель ступенчатых изменений. Коэффициент корреляции модели линейного тренда также достаточно большой и равен 0,83, т.е. даже линейный тренд падения объясняет 65% исходной вариации.

Второй реконструированный на основе палеоинформации о пыльце ряд средних температур января приведен на рис.4.3.

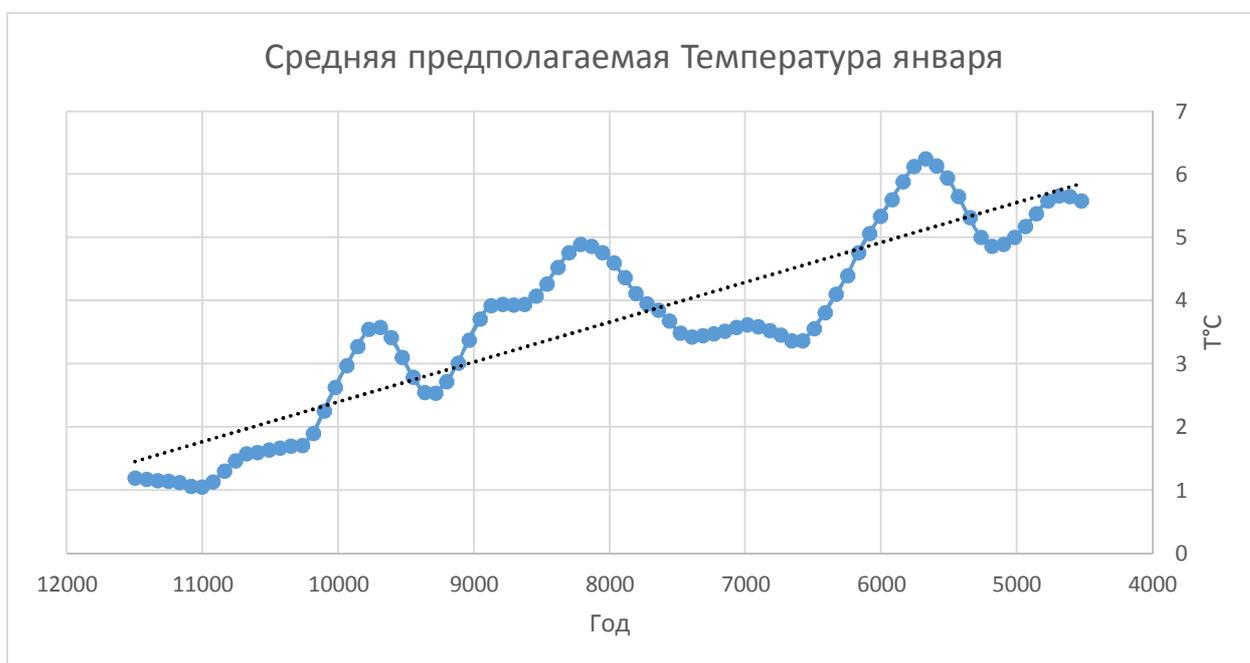


Рисунок 4.3. Реконструированные средние температуры января в районе озера делл'Ассеса» (Италия) в период 12000 – 4000 лет до н.э.

Как следует из рассмотрения графика, температуры января имеют линейный тренд роста примерно с  $1^{\circ}\text{C}$  в 12000 г. до н.э. до с  $6^{\circ}\text{C}$  примерно в 4500 г. до н.э., т.е. почти за 800 лет температура возросла на  $5^{\circ}\text{C}$ . При этом на фоне роста температуры имеют место циклические колебания, представленные тремя циклами продолжительностью 1000 -1500 лет. Амплитуды циклом составляю  $1-1,5^{\circ}\text{C}$ .

Результаты моделирования временного ряда палеотемператур января в виде его аппроксимации нестационарными моделями линейного тренда и ступенчатых изменений приведены в табл.4.2.

Таблица 4.2.

Показатели эффективности нестационарных моделей для  
реконструированного ряда летних осадков

$\Delta_{тр},\%$	$\Delta_{ст},\%$	F <sub>тр</sub>	F <sub>ст</sub>	T <sub>ст</sub>	T <sub>к</sub>	T <sub>нач</sub>	n	R <sub>тр</sub>
53.6	37.7	4.55	2.58	8794	11500	45300	86	0.88

Из результатов табл.4.2 следует, что обе нестационарные модели существенно лучше, чем модель стационарной выборки. При этом, модель линейного тренда также значительно эффективнее, чем модель ступенчатых изменений.

Для сравнения полученных изменений климатических характеристик на основе пыльцы в районе северной Италии с общей тенденцией изменения климата в течение голоцена на рис.4.4 приведена динамика восстановленной температуры Северного полушария.

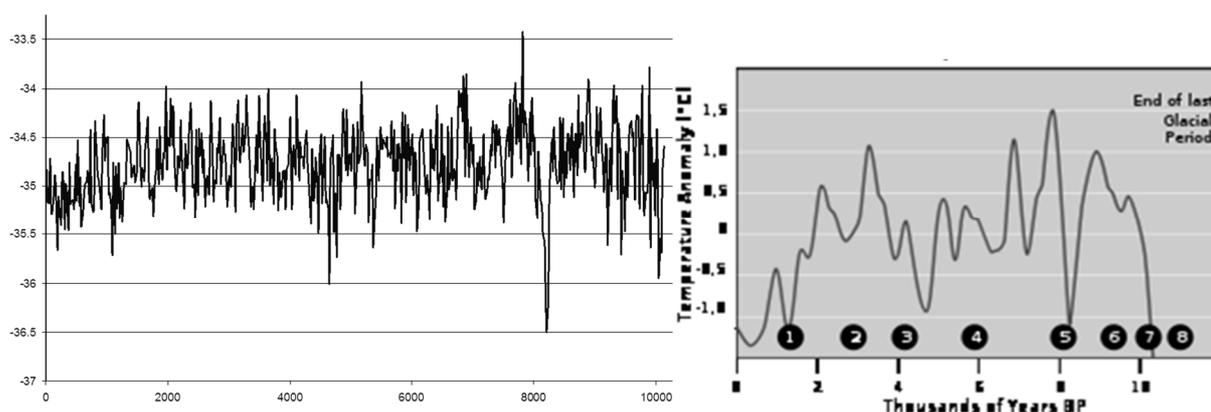


Рисунок 4.4. Изотопная температура в течение голоцена по данным Гренландских кернов (слева) и сглаженные отклонения температуры от современной с характерными максимумами и минимумами (справа).

В течение голоцена суша и моря приняли современные очертания, сложились нынешние географические зоны и состав атмосферы практически стал близок к современному. Тем не менее, климат голоцена отличался достаточно большим разнообразием. На хронологическом графике изотопных температур рис.4.4 можно выделить 3 минимума, связанные с периодами похолоданий и 2 теплых периода. Так первый теплый период - климатический оптимум голоцена продолжался примерно с 9000 до 5000 лет до н.э. и обычно объясняется положительной фазой циклов Миланковича в

это время. В течение этого периода температура была выше современной на 1-3<sup>0</sup>С. Похолодание 6200 лет до н. э. (№ 5 на рис.4.4 справа) - самое суровое в голоцене и продолжалось от 200 до 400 лет, в течение которых климат значительно изменился, что привело к исчезновению ряда ранних культур. Это похолодание было более суровым, чем малый ледниковый период нашей эры.

Во время теплого периода голоцена и его пика около 6 тыс. лет назад климат менялся в различных районах земного шара не одинаково. Как отмечает Флон, температура воды Курошио в этот период времени между Японией и Тайванем была почти на 6<sup>0</sup>С выше, чем теперь. В то же время на северо-востоке Северной Америки температуры были не так высоки. Некоторые районы Юго-Западной Сибири, Турции в это время были суше. Имеющиеся данные указывают, что подобного рода колебания температуры в 1-1.5<sup>0</sup>С в сочетании с колебаниями осадков существенно повлияли на развитие культуры целых народов.

#### 4.3. Сущность палеоклиматических реконструкций с ледяных помощью кернов

Керн – столб горной породы, вырубаемый в итоге кольцевого разрушения забоя скважины. Пример керна показан на рисунке 4.5.



Рисунок 4.5. Пример образца ледникового керна

Ледники можно использовать в качестве индикаторов климата благодаря их вхождению в климатическую систему, которая определяет их размеры, режим питания и строение.

Оценка среднего возраста льда производится по отношению ежегодного массообмена к объёму самого ледника. Так возраст глубоких слоёв ледников достигает 150 000 лет.

Ледники являются самой настоящей природной метеостанцией. Температура летнего воздуха может быть определена путём экстраполяции с помощью вертикального температурного градиента от поля её значений на какой-либо фиксированной высоте с учётом скачка при переходе с каменного грунта на лёд. Осадки определяются с помощью стратиграфического расчленения в толще фирна.

Для определения температуры на основе данных, получаемых из ледяных кернов используется изотопный метод. Наиболее известным и распространённым является изотопный метод определения палеотемператур, который был разработан в начале 1950х годов американским ученым лауреатом Нобелевской премии Г.К.Юри по изотопному составу кислорода карбонатов [3]. Сущность метода состоит в том, что в природе множество

процессов сопровождается изотопным фракционированием, в том числе происходят изменения в содержании стабильных изотопов кислорода - наиболее распространенного в земной коре элемента. Существуют три стабильных природных изотопа кислорода:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ , причем изотоп  $^{16}\text{O}$  - самая распространенная разновидность. Обычно количество изотопа  $^{18}\text{O}$  примерно соответствует отношению 1:500 по сравнению с изотопом  $^{16}\text{O}$ . Однако, соотношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (изотопный коэффициент) в природных условиях колеблется в пределах 10%: от наиболее низкого у льда около полюсов до наиболее высокого у  $\text{CO}_2$  в атмосфере, а в воде наибольшее соотношение имеет место для высокой солености. Коэффициент  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  зависит от температуры и эта зависимость для раковин некоторых морских беспозвоночных определена экспериментально, в результате чего получена шкала геологического термометра. Если кальцит раковин или хемогенный, образовавшийся в равновесии с водой, в дальнейшем был без изменения захоронен, то в нем сохранилось и соответствующее первоначальному изотопное соотношение, несущее информацию о древних температурах. При этом погрешность коэффициента по масс-спектрометру 0.01%, а фактическая погрешность определяемых температур 0.5-1.0<sup>0</sup>С. Теоретически изотопный метод позволяет определить температуры образования карбонатов с возрастом до 700 млн. лет.

#### 4.4. Определение палеотемператур по ледяным кернам

В центральных зонах крупных ледниковых щитов (Гренландия и Антарктида) температура воздуха в течение всего года остается отрицательной, таяние отсутствует и здесь происходит лишь накопление

снега с последующим его превращением в фирн (переходное состояние снегом и льдом) и затем на глубине 50-150 м от поверхности – в лед. Пробурив ледниковый щит, можно проследить в колонке льда хорошо сохранившиеся годовые слои, четко отделяемые друг от друга по летним и зимним отложениям, которые различаются по структуре, плотности и запыленности. Такое отделение не представляет труда для последних нескольких тысяч лет, однако, с глубиной его проводить все сложнее, так как из-за давления вышележащих слоев различия сглаживаются. В этом случае для датирования более древнего льда используют численное моделирование его растекания, исходными данными для которого служат скорость накопления снега, температура и вязкость льда, скорость его накопления и рельеф ложа.

В первую очередь в извлеченном из скважины ледяном керне определяется содержание стабильных изотопов  $^2\text{H}$  и  $^{18}\text{O}$  по отношению к наиболее распространенным изотопам  $\text{H}$  и  $^{16}\text{O}$ . Отношения  $^2\text{H}/\text{H}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  выражаются величинами  $\delta$  в тысячных долях (в промилле ‰) по сравнению со стандартом средней океанической воды (SMOW) и эта величина характеризует климатические условия выпадения осадков, сформировавших исследуемый слой ледникового льда.

Первой глубокой скважиной на полярном ледниковом покрове стала пробуренная гляциологами США скважина на станции Кемп-Сенчури в северо-западной Гренландии. За 1960-1966 гг. было пройдено 1370.5 м. В 1966-1968 гг. пройдена скважина на станции Бэрд в Западной Антарктиде до 2164 м и найдена жидкая вода подо льдом. В 1970-х и 1980-х годах выполнялась программа глубокого бурения Гренландского ледникового покрова. В южной части Гренландии, на станции Дай-3 в 1981 г. скважина достигла ложа на глубине 2083 м (проекты GRIP). В результате выполнения следующего проекта GISP (GISP 2) были пробурены две скважины глубиной 3029 м (1992 г.) и 3053 м (1993 г.). В начале 1970х началось бурение скважины на станции Восток в центральной части Восточной Антарктиды на

высоте 3490 м. Толщина льда 3720 м и вся толща содержит лед, отложенный на протяжении сотен тысяч лет. Европейский проект по ледовым кернам в Антарктике (EPICA) выполнялся в период 1996-2005 гг. в результате которого были пробурены две скважины, одна из которых до глубины 3270 м (DML и Dome (Купол) C).

По результатам обработки Гренландского керна была воссоздана температура этой части Европы за разные периоды. Наиболее известен и применяется в методе климатической аналогии при рассмотрении современного потепления период перехода от позделедниковья к голоцену.

Детальная структура колебаний климата во время последнего ледникового периода ярко иллюстрируется приведенным на рис.4.6 профилем изотопного отношения кислорода  $\delta O^{18}$  в уникальной 1390-метровой колонке льда, выбуренной в 1966 г. в северо-западной части Гренландского ледникового щита у Кемп Сенчури к востоку от Туле и достигшей скального ложа. Ориентировочная датировка слоев колонки охватывает около 125 тыс. лет, т. е. Земское-Микулинское-Сангамонское межледниковье и Вюрмский-Висленский-Валдайский-Висконсинский ледниковый период.

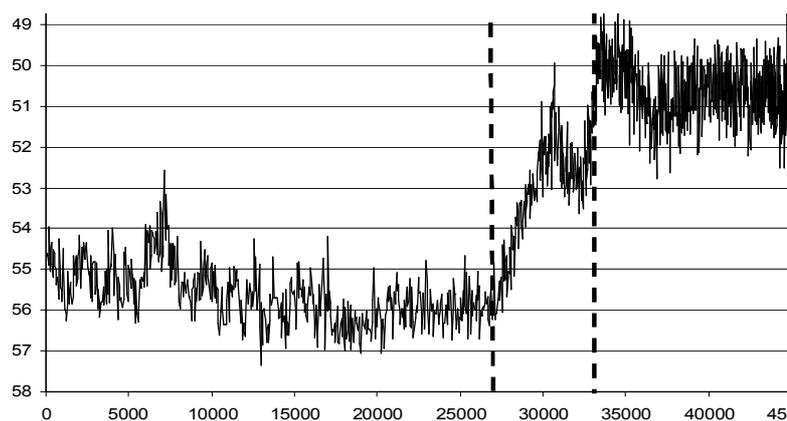


Рис. 4.6. Профиль изотопного отношения кислорода  $\delta O^{18}$  в колонке льда Кемп Сенчури за 45 тыс. лет (по В. Дансгаарду с соавторами)

Рис.4.6 показывает, что межледниковье состояло из трех стадий (по американской терминологии - Барбадос I, II, III), прерывавшихся

кратковременными похолоданиями. В раннем Висконсине, начавшемся около 75 тыс. лет тому назад, происходили резкие колебания климата с тремя потеплениями (в Европе называвшимися Амерсфурт, Брёруп и Оддераде); этот период закончился глубоким оледенением (тиллит Браттвилль). В среднем Висконсине было небольшое потепление Порт Талбот (в Европе - Антон Уоррен), второе глубокое оледенение (тиллит Магадор) и небольшое потепление Плум Пойнт (в Европе - Хенгело и Денекамп). Весь поздний Висконсин был очень холодным, особенно в период 22-14 тыс. лет с максимумом холода около 18 тыс. лет тому назад. Также видно, что на общий фон налагаются еще более высокочастотные колебания с периодами порядка 1000 лет и иногда со значительными амплитудами. В правой части рис.17.8 показана самая суровая стадия последнего оледенения – позднеледниковье, которое также характеризуется значительными колебаниями температуры в 2-3<sup>0</sup>С. Поэтому заключительный период Вюрмского оледенения ознаменовался резкими колебаниями ледниковых щитов - их наступлением во время Померанской стадии (16-14 тыс. лет тому назад) и отступлением в Раунисском межстадиале (13.7-13.2 тыс. лет назад); затем произошло похолодание Древний Дриас (13.2- 12.4 тыс. лет назад), потепление Ббллинг (12.4-12.1 тыс. лет назад), похолодание Средний Дриас (12.1-11.9 тыс. лет назад), резкое потепление Аллерёд (11.9-11.1 тыс. лет назад) и последнее наступление уже заметно сократившегося Скандинавского ледникового щита во время крайне резкого похолодания Молодой Дриас (развившегося за столетие и продолжавшегося в течение 11.1-10.3 тыс. лет тому назад), оставившее после себя морены Сальпаусселькя в Финляндии. После этого началось стремительное таяние ледникового щита, завершившееся всего за 1000 лет, и потепление климата, продолжавшееся до максимума около 6 тыс. лет тому назад.

Особый интерес представляет переход от позднеледниковья к современному голоцену при быстром потеплении климата, что можно рассматривать и как некоторый аналог климатического перехода от малого

ледникового периода к естественному потеплению 19-го и первой половины 20-го веков (рис.4.7).

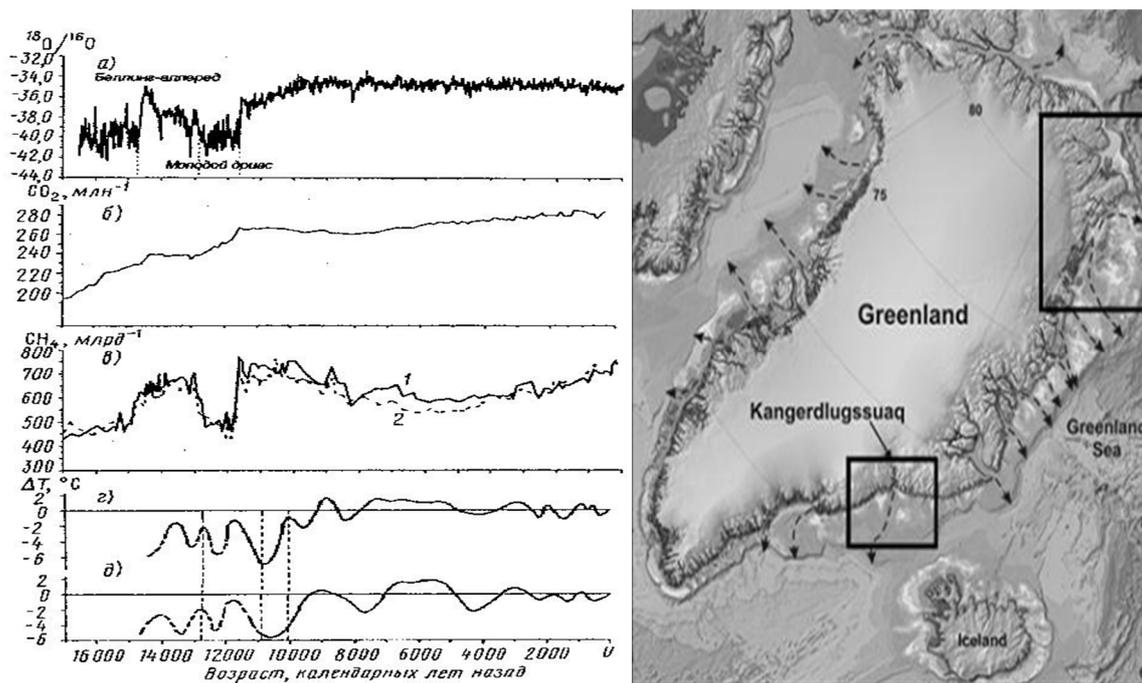


Рисунок 4.7. Изменение температуры воздуха и концентрации парниковых газов за последние 16 тыс. лет (слева) и места бурения на карте Гренландии (справа)

На рис.4.7 приведены следующие графики климатических палеореконовструкций:

- а) изотопная температура, полученная по соотношению изотопов  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в керне Саммит (Гренландия);
- б) концентрация углекислого газа в атмосфере по данным керна Саммит;
- в) концентрация метана ( $\text{CH}_4$ ) по данным керна Саммит (1) и антарктического керна Тейлор (2);
- г), д) изменения летней температуры воздуха на северо-западе России (г) и северо-западе Европы (д), полученные по палинологическим (спорово-пыльцевым) и палеоботаническим (по фауне жуков) данным.

Как видно из графиков, относительно холодный поздний гляциал между 16 и 14.7 тыс. лет назад закончился быстрым (в течение нескольких десятков лет) потеплением на 7-8 $^{\circ}\text{C}$ . На территории Северной и Центральной

Европы (Дания, Нидерланды, Германия) типичная тундровая растительность, характерная для гляциального времени, сменилась березовым редколесьем с небольшим участием сосны и широколиственных. В Италии и на Балканах появляются первые дубовые леса, на Британских островах увеличение среднегодовой температуры составило не менее  $10^{\circ}\text{C}$ . Характерной особенностью второго интервала позднеледниковья (14.7 – 11.5 тыс. лет назад) явилась ярко выраженная нестабильность климата, когда быстрые потепления чередовались с быстрыми похолоданиями. Последний, наиболее холодный и длительный период в конце этого интервала – молодой (или поздний) дриас (назван по цветку дриада, характерному для холодных климатических зон) имел наиболее драматические последствия для окружающей среды практически во всех регионах земного шара. Во время этого похолодания лесная растительность вновь сменилась тундровой и температура воздуха летом в северных районах Западной Европы, на Британских островах и северо-западе России понизилась на  $5\text{-}6^{\circ}\text{C}$ , а в Северной Атлантике – на  $6\text{-}8^{\circ}\text{C}$ . Похолодание позднего дриаса закончилось быстрым потеплением на границе с голоценом, и по данным гренландских кернов температура воздуха повысилась на  $7\text{-}8^{\circ}\text{C}$  всего за 30-50 лет. Скорость изменения температуры воздуха летом в средних широтах Северного полушария составила не менее  $2.6^{\circ}\text{C}$  за 100 лет для потепления на границе позднего гляциала – позднеледниковья и около  $1.7^{\circ}\text{C}$  за 100 лет на границе позднего дриаса и голоцена.

На хронологических графиках температуры и метана (рис.4.7а и 4.7в) можно выделить три квазиоднородных периода: голоцен (примерно до 11.5 тыс. лет назад), позднеледниковье (14.7-11.5 тыс. лет назад) и поздний гляциал (от 14.7 до 16 тыс. лет назад), Кроме того, для температуры воздуха выделяется нестационарный период перехода к голоцену продолжительностью около 1.5 тыс. лет, а для метана этот период составил всего 30-50 лет.

В общем же из сопоставления разных графиков рис.4.7 следует, что общая синхронность температуры по изотопному анализу совпадает с палеогеографическими данными и с динамикой газовых компонент, особенно  $\text{CH}_4$ , причем изменения в температуре происходят примерно на 50 лет раньше, чем в метане. Углекислый газ имеет непрерывный тренд с разной скоростью и его динамика связана с процессами в океане.

На рис.4.8 представлен график изменения изотопной температуры в слоях ледникового льда со скважины GISP2 в центральной Гренландии. Из этого графика видно, что 5 тыс. лет назад температуры были на уровне современных, а затем наступило некоторое похолодание.

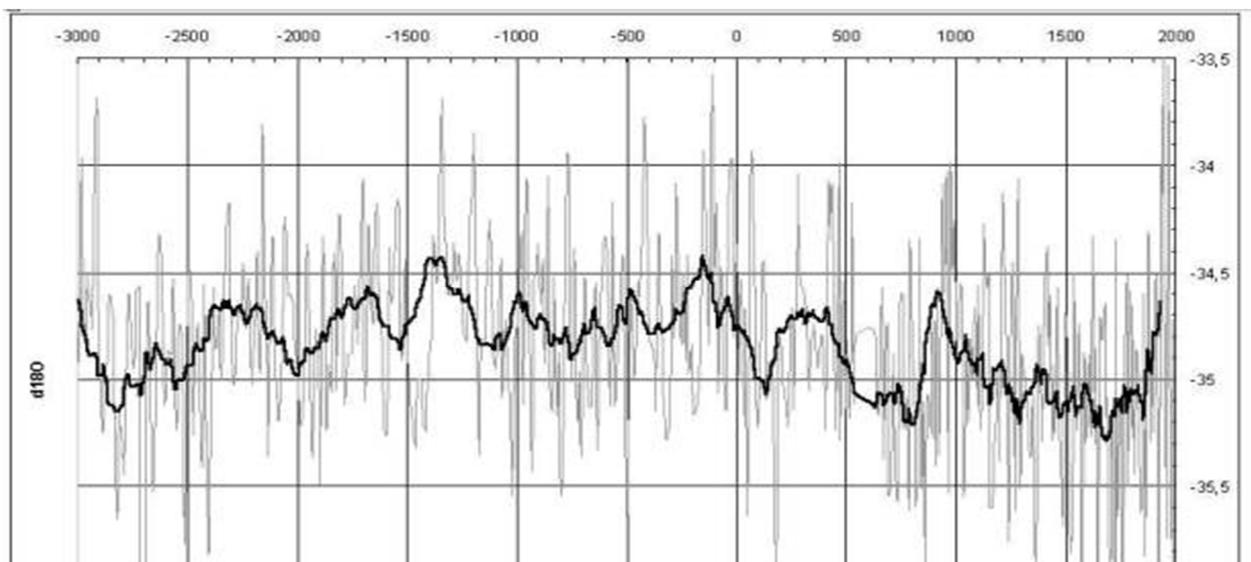


Рис. 4.8. Хронологический график изотопной температуры по данным верхней части керна из скважины GISP2 (последние 5000 лет). Яркая линия - значения, сглаженные по 50-летиям

Начиная с 2500 лет до н.э. и вплоть до новой эры эпоха была крайне теплой, с рядом незначительных похолоданий в районе 2000 г. до н.э., 1500 г. и 1000 г. до н.э. причем, даже и тогда температура практически не опускалась ниже современной, а в целом было даже теплее, чем сейчас. Наиболее холодным и резким явился, по всей видимости, локальный минимум II в. н.э., вслед за которым, после примерно трехсотлетнего теплого участка, началось существенное падение температуры, достигшее экстремальных значений в

Малый Ледниковый период в XVI-XVII вв. В целом можно сделать вывод, что эпоха с XXV в. до начала нашей эры была весьма теплой, но затем ее сменило глобальное похолодание, продолжавшееся вплоть до начала XIX века.

## Заключение

В ходе проведённой работы были получены следующие выводы:

Сформирована теоретическая база по палеоклиматологии, её методам. Дана оценка точности и надёжности методов реконструкции, а также определены временные промежутки для каждого из методов.

В ходе дендрохронологических исследований были реконструированы среднегодовые температуры, средние температуры за апрель-сентябрь (тёплое время года), а также годовые суммы осадков Европы, а именно: уменьшение годовых сумм осадков за период с 1760 г. по 1859 г. примерно на 30 мм для территории Франции; рост температуры теплого сезона за период 1778 г. по 1810 г. на 2°C со ступенчатым подъемом в 1792 году для территории Норвегии; падение температуры теплого сезона с 1826 по 1920 гг. на 1,5°C со ступенчатым понижением в 1885 г. для территории Румынии; рост температур теплого периода года примерно на 0,7°C на территории Испании с 1689 по 1860 гг. в виде ступенчатого подъема в 1813 году; падение среднегодовых температур и температур теплого сезона на 2°C на территории Финляндии в период с 1660 по 1900 гг.

Палеоклиматические модели позволили дать оценку изменению аномалии глобальной температуры в северном полушарии за 4000 лет, результат которой стал рост трендового значения, изменение концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере, итогом стало то, что активный рост CO<sub>2</sub> начался с начала 19 века.

Палинологический метод позволил составить карту растительности Европы на 6000 лет назад, а также реконструировать осадки и температуру в районе озера делл'Ассеса. С помощью кернов были выявлены периоды потепления и похолодания в Европе.

## Список использованной литературы

1. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е., Практикум по климатологии Часть 1, 2011г. – 144с
2. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е., Практикум по климатологии Часть 2, 2012г.- с. 178, Санкт-Петербург.
3. Лобанов В.А., Лекции по климатологии. Ч. 2. Динамика климата. Кн. 1. В 2 кн.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2016. – 332 с..
4. Лобанов В.А., Лекции по климатологии. Ч. 2. Динамика климата. Кн. 2. В 2 кн.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2018. – 377 с
5. Абрамова Т.А., Битвинкас Т.Т., Борисенков Е.П. и др., Колебания климата за последнее тысячелетие. Ленинград, Гидрометиздат, 1988. - 407 с
6. Монин А.С., Шишков Ю.А., История климата. Гидрометиздат 1979.
7. Битвинкас Т.Т., Дендроклиматические Исследования. Гидрометиздат 1974.
8. Климаты западной Европы. Ленинград, Гидрометиздат 1983.
9. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию.- 2-е изд., перераб. и доп.- Л.: Недра, 1980.- 248 с.
10. <http://climexp.knmi.nl/start.cgi>
11. <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>