



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

Кафедра метеорологических прогнозов

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

На тему: «Оценка влияния Тихоокеанской декадной осцилляции  
на динамику зимней внетропической атмосферы»

Исполнитель Крайнова Майя Сергеевна  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель Кандидат физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Савенкова Елена Николаевна  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Анискина Ольга Георгиевна  
(фамилия, имя, отчество)

« 30 » мая 2025 г.

Санкт-Петербург  
2025

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                            |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>                                                                                      | <b>3</b>  |
| <b>ГЛАВА 1. ТДО и её влияние на атмосферу .....</b>                                                        | <b>6</b>  |
| 1.1. Влияние ТДО на тропосферную циркуляцию и волны Россби .....                                           | 6         |
| 1.2. Стратосферный форсинг и межполушарные взаимодействия.....                                             | 8         |
| 1.3. Связь ТДО с внезапными стратосферными потеплениями и<br>стратосферным полярным вихрем. ....           | 9         |
| 1.4. Роль ТДО в модуляции отклика атмосферы на арктическое потепление                                      | 11        |
| 1.5. Стратосферное отражение волн и влияние на региональную погоду .....                                   | 12        |
| 1.6. Современные данные о зимней циркуляции .....                                                          | 12        |
| 1.7 Выводы по второй главе .....                                                                           | 14        |
| <b>ГЛАВА 2. Используемые методы и данные .....</b>                                                         | <b>16</b> |
| 2.1 Реанализ MERRA-2 .....                                                                                 | 16        |
| 2.2 Методика выделения волновых составляющих .....                                                         | 19        |
| <b>ГЛАВА 3. Тихоокеанская декадная осцилляция .....</b>                                                    | <b>21</b> |
| 1.1 Фазы ТДО .....                                                                                         | 22        |
| 1.2 Связь ТДО с другими климатическими индексами.....                                                      | 24        |
| 1.3 Методика расчёта индекса ТДО .....                                                                     | 25        |
| <b>ГЛАВА 4. Анализ динамического режима и рассмотрение волновой<br/>активности с учётом фазы ТДО .....</b> | <b>31</b> |
| 4.1 Анализ динамического режима атмосферы при разных фазах ТДО .....                                       | 31        |
| 4.2 Изменение волновой активности с учетом фазы ТДО .....                                                  | 60        |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>                                                                                    | <b>83</b> |
| <b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>                                                                              | <b>86</b> |

## ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) представляет собой колебание температур поверхности океана в северной части Тихого океана, характеризующуюся чередующимися положительными и отрицательными фазами с продолжительностью цикла 20–30 лет. Несмотря на то что исследования в этой области ведутся с 90-х годов прошлого столетия, влияние ТДО на атмосферные процессы в внетропических широтах, особенно в зимний период, до сих пор остается недостаточно изученным и требует дальнейшего комплексного анализа. Это обусловлено как многофакторной природой взаимодействий в системе «океан–атмосфера», так и тем, что механизмы, через которые ТДО оказывает воздействие на циркуляцию в тропосфере и стратосфере, продолжают изучаться и уточняться.

**Актуальность** работы усиливается в контексте роста частоты экстремальных зимних погодных явлений в умеренных широтах Евразии и Северной Америки за последние два десятилетия, что требует улучшения понимания их причин. Ряд недавних исследований [1;2] показывает, что фаза тихоокеанской декадной осцилляции способна модулировать активность планетарных волн Россби, а также взаимодействует с другими климатическими осцилляциями, такими как Эль-Ниньо - Южное Колебание (ЭНЮК). Особый интерес представляет зимний период, когда атмосферная циркуляция наиболее подвержена влиянию планетарных волн и межосцилляционных взаимодействий. Однако в региональном аспекте (например, влияние на Евразийский зимний режим циркуляции) этот эффект остается малоизученным, особенно в условиях изменяющихся фоновых состояний (как, например, одновременная фаза Ла-Нинья и отрицательная фаза ТДО).

Кроме того, текущие климатические сценарии XXI века, моделируемые в рамках CMIP6, предполагают за собой значительные изменения в характеристиках зимней циркуляции Северного полушария, что делает необходимым уточнение вклада естественной внутри- и междекадной изменчивости (в частности, ТДО) в формирование атмосферных режимов. Это особенно важно на фоне задач адаптации инфраструктуры и аграрного сектора к усиливающейся сезонной нестабильности.

С научной точки зрения, интеграция статистических и физико-динамических подходов к оценке влияния ТДО на внетропическую атмосферу позволяет не только прояснить структуру, но и повысить точность сезонных прогнозов. Практическая значимость заключается в возможном улучшении параметризации атмосферной циркуляции в прогностических моделях, ориентированных на зимние условия в Северном полушарии.

Таким образом, исследование влияния Тихоокеанской декадной осцилляции на динамику зимней внетропической атмосферы представляет собой актуальную задачу современной климатологии и атмосферной физики, имеющую как фундаментальное, так и прикладное значение.

**Целью** настоящей работы является исследование динамического режима зимней атмосферы Северного полушария в зависимости от фазы Тихоокеанской декадной осцилляции.

Для выполнения этой цели были реализованы следующие **задачи**:

1) Анализ межгодовой изменчивости индекса ТДО за зимние месяцы с 1980 по 2024 гг;

2) Сравнительный анализ изменчивости метеорологических характеристик в месяцы с большими и малыми значениями индекса для положительной и отрицательной фаз ТДО;

3) Анализ динамического режим внетропической атмосферы во время разных фаз ТДО за зимние месяцы;

4) Оценка межгодовой изменчивости амплитуд стационарной планетарной волны с зональными волновыми числами 1 и 2 в поле геопотенциальной высоты в зимние месяцы и влияния на эту изменчивость ТДО.

## ГЛАВА 1. ТДО и её влияние на атмосферу

### 1.1. Влияние ТДО на тропосферную циркуляцию и волны Россби

В работе за авторством Стронг и Магнусдоттира [3] показано, что фазы тихоокеанской декадной осцилляции тесно связаны с характеристиками разрушения волн Россби в тропосфере. Было установлено, что антициклоническое разрушение (АР) связано с положительной фазой ТДО, а циклоническое (ЦР) — с отрицательной. Эти процессы играют ключевую роль в формировании пространственных паттернов температурной и динамической структуры тропосферной циркуляции в северной части Тихого океана.

Авторы отмечают, что разрушение волн Россби способствует переносу импульса и энергии в направлении высоких широт, что может вызывать значительные отклонения от климатической нормы, включая аномалии давления и температуры в умеренных широтах. Более того, разрушение волн Россби формирует условия для вертикальной передачи энергии в стратосферу, способствуя взаимодействию между слоями атмосферы.

В работе Бардина М.Ю. и Воскресенской Е.Н. [4] проанализировано влияние фазы ТДО на климатические аномалии в Европе. Авторы показывают, что положительная фаза ТДО связана с установлением антициклонической циркуляции над Атлантикой и снижением активности западного переноса. Отмечается, что в эти годы наблюдаются условия, способствующие блокирующим антициклонам, особенно над Восточной Европой. Это свидетельствует о возможной модуляции крупномасштабной

волновой активности, включая волны Россби, через ТДО. Такие результаты особенно важны в контексте зимнего сезона, когда атмосферные аномалии в средних широтах северного полушария наиболее выражены.

Статья Марчуковой О.В. и Воскресенской Е.Н. [5] дополняет эти данные, показывая, что сочетание отрицательной фазой ТДО и эпизода Ла-Нинья усиливает внетропическую циркуляцию над территорией Евразии, в частности способствует возникновению устойчивых аномалий геопотенциала в среднем и верхнем уровнях тропосферы. Таким образом, авторы подчеркивают, что фаза ТДО может усиливать или ослаблять волновые режимы атмосферы, в зависимости от взаимодействия с другими осцилляциями.

Кроме того, в другом исследовании [6] авторы отмечают, что ТДО изменяет пространственное и временное распределение мощности волн в западной части северной части Тихого океана летом, и аналогичные механизмы могут действовать зимой. Такая модуляция волн влияет на погодные режимы, расположение штормовых путей и блокирующие антициклоны в средних широтах.

Лин, Чжэн и Донг [7] выявили, что события Эль-Ниньо чаще происходят во время положительной фазы ТДО, в то время как события Ла-Нинья преобладают во время отрицательных фаз. Эта модуляция приводит к частотной асимметрии, при которой события ЭНЮК изменяются не только по частоте, но и по амплитуде и продолжительности. Эти результаты согласуются с другим исследованием [8], в котором отмечают, что связанные с ТДО сдвиги в системах экваториальных течений влияют

на время и интенсивность ЭНЮК, косвенно изменяя реакцию атмосферных волн.

## 1.2. Стратосферный форсинг и межполушарные взаимодействия

Важнейшие механизмы взаимодействия тропосферы и стратосферы такие как генерация и распространение планетарных волн – занимают центральное место в работе Погорельцева [9]. Проведенные исследования показывают, что планетарная волновая активность, особенно волны с зональными волновыми числами 1 и 2, действует как канал передачи энергии между слоями атмосферы. Поскольку на генерацию этих волн влияют модели ТПО и зональные структуры ветра, из этого следует, что ТДО может оказывать значительное косвенное влияние на распространение волн и, следовательно, на динамику стратосферы, такую как внезапное стратосферное потепление.

Следующее исследование [10] фокусируется на изменчивости форсинга волн Россби в стратосфере и его связи с зональными средними полями. Работа демонстрирует наличие межполушарной связи, обусловленной динамическими процессами в стратосфере, что подтверждает гипотезу о том, что волны Россби, генерируемые в тропосфере, могут распространяться в стратосферу и влиять на зональную циркуляцию в обоих полушариях. Это в свою очередь говорит о том, что стратосфера служит каналом для глобального переноса волновой энергии.

На фоне этих процессов ТДО рассматривается как один из факторов условий генерации волн и их последующей эволюции. Таким образом, ТДО

может косвенно влиять на состояние полярной стратосферы и формирование крупномасштабных взаимодействий.

В работе Гущиной Д.Ю. и соавторов [11] делается важное наблюдение: при изменениях характера Эль-Ниньо под действием ТДО происходит изменение вертикальной структуры атмосферного отклика. Авторы отмечают, что при наличии ТДО наблюдается интенсификация атмосферных взаимодействий, проявляющихся не только в тропосфере, но и в среднем слое тропосферы, что может указывать на возможную связь с нижней стратосферой. Таким образом, даже если напрямую межполушарные связи и вертикальный перенос не анализируются, влияние ТДО на вертикальное распределение циркуляционных аномалий — уже косвенное указание на возможный стратосферный форсинг.

### 1.3. Связь ТДО с внезапными стратосферными потеплениями и стратосферным полярным вихрем.

Работа Ли и соавторов [2] анализирует изменение взаимодействий в северном полушарии в зимний период с 1980-х годов и их влияние на характеристики внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Авторы отмечают, что изменения в путях распространения волн после 1980-х годов совпали с фазовым сдвигом ТДО. В частности, в положительной фазе ТДО наблюдается более частое усиление волны 1, что может приводить к разрушению полярного вихря.

Такое влияние тихоокеанской декадной осцилляции проявляется в том, что через усиление или ослабление активности планетарных волн

изменяется вероятность возникновения ВСП, оказывающих длительное влияние на тропосферную циркуляцию.

В исследовании Собаевой [12] с использованием модели Isca были проведены численные эксперименты, показывающие, что фазы ТДО и ЭНЮК существенно влияют на динамику стратосферного полярного вихря. Особенно отмечено, что положительная фаза ТДО в сочетании с Эль-Ниньо приводит к значительному ослаблению вихря, тогда как отрицательная фаза ТДО нивелирует этот эффект.

В докладе авторы представили результаты, демонстрирующие, что в отрицательной фазе ТДО волна 1 (планетарная волна с одним максимумом и одним минимумом давления или геопотенциала по долготе в среднем широтном поясе) становится более стационарной, а её вертикальная передача энергии усиливается, что влияет на интенсивность стратосферного полярного вихря.

Также было показано, что в положительной фазе ТДО амплитуда волны 2 (планетарная волна с двумя максимумами и двумя минимумами по долготе) в средней тропосфере увеличивается, особенно над Алеутским минимумом и Североамериканским максимумом, тогда как в отрицательной фазе наблюдается снижение амплитуды и восточное смещение фазовых центров.

Результаты следующего исследования не дают прямого анализа ВСП, однако в статье Логинова В.Ф. и Микуцкого В.С. [13] проводится анализ многолетних температурных трендов и крупных событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. В статье отмечают, что определённые фазы ТДО совпадают с усилением событий Эль-Ниньо, что может являться триггером ВСП. Таким

образом, можно сделать вывод, что через модуляцию частоты и интенсивности событий ЭНЮК, ТДО способна влиять на вероятность возникновения ВСП и структурных изменений полярного вихря в стратосфере.

#### 1.4. Роль ТДО в модуляции отклика атмосферы на арктическое потепление

Долгосрочные тренды и изменения в проявлении событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья, связанные с фоновым потеплением, были рассмотрены ранее упомянутыми Логиновым и Микуцким [13]. Авторы статьи подчеркивают, что взаимодействие ТДО с глобальным изменением климата может менять структуру атмосферной циркуляции в высоких широтах. В частности, формирование положительных температурных аномалий в Арктике в периоды положительной фазы ТДО может сопровождаться усилением меридионального переноса.

В исследовании Мессори и соавторов [14] рассматривается, каким образом фаза ТДО влияет на отклик атмосферы средней широты на уменьшение площади морского льда в Арктике. Результаты показывают, что в положительной фазе ТДО атмосферная циркуляция более чувствительна к снижению арктического льда, особенно в зимний период. Это проявляется в усилении амплитуды планетарных волн, резком меридиональном переносе тепла и увеличении вероятности появления блокирующих антициклонов.

В отрицательной фазе ТДО чувствительность атмосферы к таянию льда уменьшается, что говорит о способности океанических осцилляций

модулировать ответ всей климатической системы на арктическое потепление.

### 1.5. Стратосферное отражение волн и влияние на региональную погоду

Отдельное внимание в ранее упомянутой работе [14] уделено феномену нисходящего отражения волн из стратосферы в тропосферу, который может приводить к появлению устойчивых погодных режимов — в том числе к блокировкам и холодным выбросам. Эти события чаще наблюдаются в присутствии благоприятного фона, созданного ТДО, ЭНЮК и характеристиками полярного вихря.

Особенно подчёркивается, что отражённые волны могут «запереть» холодный воздух в определённых регионах, вызывая продолжительные волны холода, в том числе в Восточной Азии, Европе и Северной Америке. Это демонстрирует важность учета ТДО не только как фона, но и как активного участника многослойной атмосферной динамики.

### 1.6. Современные данные о зимней циркуляции

В публикации Тренберта и Фасулло [15] обсуждается роль естественной изменчивости в контексте застоя (на момент публикации) в повышении глобальной приземной температуры, где подчеркивается, что ТДО является основным механизмом перераспределения тепла в климатической системе. Во время своей отрицательной фазы ТДО связана с усиленным поглощением тепла из недр океана в западной части Тихого океана, что может маскировать поверхностное потепление. Этот процесс

подчеркивает способность ТДО регулировать энергетический баланс атмосферы и косвенно влиять на крупномасштабную циркуляцию, изменяя градиенты ТПО.

Используя связанные модели общей циркуляции [16], была исследована реакция ТДО на антропогенное изменение климата. Моделирование показало, что поведение ТДО в долгосрочной перспективе чувствительно к внешнему радиационному воздействию, а прогнозы показывают потенциальное ослабление амплитуды ТДО в условиях потепления за счёт парникового эффекта. Это имеет важные последствия для прогнозируемости на ближайшие десятилетия, поскольку изменения интенсивности и пространственной структуры ТДО могут влиять на среднеширотные струйные течения, следы штормов и связанную с ними волновую активность атмосферы.

В работе, исследующей роль ТДО в формировании предсказуемости приземной температуры воздуха над Соединенными Штатами Америки [17], авторы показывают, что во время определенных фаз ТДО формируются более устойчивые волны Россби, которые повышают предсказуемость температурных аномалий над Северной Америкой. Влияние ТДО на фазу и амплитуду квазистационарных волн определяет её важнейшую роль в регулировании аномалий циркуляции в зимнее время и блокирующих явлений.

Кроме того, был проведен анализ зимнего сезона 2021–2022 годов, который показал, что взаимодействие Ла-Нинья и отрицательной фазы ТДО обусловило усиление нисходящего влияния из стратосферы, включая

изменения в структуре струйных течений и увеличение блокирующих паттернов в средних широтах [18].

Таким образом, проявления ТДО нельзя рассматривать в отрыве от других осцилляций. Напротив, влияние этой осцилляции чаще всего реализуется через модуляцию отклика атмосферы на ЭНЮК, морской лёд и внутренние процессы стратосферы.

Проведённый анализ научных публикаций позволяет сделать вывод о том, что Тихоокеанская декадная осцилляция является одним из важных факторов, оказывающих влияние на атмосферную циркуляцию северного полушария. Противоположные фазы ТДО существенно отличаются по своему климатическому воздействию и проявляются в изменении как тропосферных, так и стратосферных процессов.

## 1.7 Выводы по второй главе

Таким образом, ТДО можно рассматривать не просто как фоновый элемент климатической изменчивости, но как активный климатообразующий фактор, способный оказывать влияние на формирование атмосферной циркуляции различных масштабов — от регионального до глобального. Эти процессы затрагивают как горизонтальные, так и вертикальные взаимосвязи в атмосфере, включая динамику волн Россби, особенности форсинга в стратосфере, вероятность возникновения ВСП и устойчивость полярного вихря.

Учитывая комплексный характер взаимодействий, включающих атмосферные взаимодействия, межширотные процессы, становится

очевидной необходимостью учёта параметров ТДО при прогнозировании сезонных и межгодовых климатических аномалий. Особенно это актуально в условиях глобальных изменений климата, когда роль естественной изменчивости, обусловленной внутренними осцилляциями системы «океан-атмосфера», становится критически важной для адекватной интерпретации наблюдаемых тенденций и оценки их прогностической значимости.

## ГЛАВА 2. Используемые методы и данные

### 2.1 Реанализ MERRA-2

Современные климатические исследования требуют использования высококачественных и согласованных данных об атмосфере для анализа её динамики и изменений. Реанализ MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2) [19; 20; 21; 22; 23] представляет собой один из наиболее передовых и широко используемых наборов данных, предоставляющий информацию о состоянии атмосферы с 1980 года по настоящее время. Он был разработан для замены предыдущей версии MERRA, учитывая достижения в области ассимиляции данных и модели атмосферы. MERRA-2 использует модель GEOS-5 (Goddard Earth Observing System, Version 5) и систему ассимиляции данных GSI (Gridpoint Statistical Interpolation), что позволяет интегрировать различные источники наблюдений, включая спутниковые и наземные данные.

Одной из ключевых особенностей MERRA-2 является включение ассимиляции аэрозольной оптической толщины (AOT), что делает его первым долгосрочным глобальным реанализом, учитывающим влияние аэрозолей на климатическую систему. Это позволяет более точно моделировать радиационные процессы и взаимодействие между атмосферой и другими компонентами климатической системы.

MERRA-2 интегрирует широкий спектр наблюдательных данных, включая:

- Спутниковые радиационные наблюдения (например, MODIS, AVHRR, MISR);
- Наземные измерения, такие как данные AERONET;

- Профили озона, полученные с помощью SBUV, MLS и OMI;
- GPS-радиозатмения и другие современные наблюдательные системы.

Ассимиляция данных осуществляется каждые 6 часов для метеорологических переменных и каждые 3 часа для аэрозольных параметров, что обеспечивает высокую временную разрешающую способность и точность анализа.

MERRA-2 предоставляет данные с горизонтальным разрешением около  $0.5^\circ \times 0.625^\circ$  (примерно 50 км) и 72 вертикальными уровнями, охватывающими атмосферу от поверхности земли до верхней стратосферы. Такая детализация позволяет исследовать как региональные, так и глобальные климатические процессы, включая динамику полярного вихря и взаимодействие между тропосферой и стратосферой.

Данные реанализа MERRA-2 широко используются в различных областях климатических и атмосферных исследований:

- Анализ межгодовой и декадной изменчивости атмосферной циркуляции;
- Изучение влияния аэрозолей на радиационный баланс и климат;
- Исследование взаимодействия между различными климатическими осцилляциями, такими как ТДО и ЭНЮК;
- Моделирование и прогнозирование экстремальных погодных явлений.

Особое значение реанализ MERRA-2 приобретает в контексте исследований зимней внутритропической атмосферы, так как зимний сезон характеризуется высокой динамикой стратосферы, в том числе частыми внезапными стратосферными потеплениями (ВСП), а также усиленной

активностью планетарных волн Россби. Более того, благодаря высокому вертикальному разрешению (до уровня  $\sim 0.01$  гПа), MERRA-2 позволяет подробно отслеживать процессы в нижней и средней стратосфере, включая взаимодействие с тропосферой.

Кроме того, MERRA-2 активно применяется в валидации и калибровке климатических моделей, обеспечивая надежную основу для оценки их точности и достоверности.

Данные MERRA-2 доступны через различные платформы, включая NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). Пользователи могут получить доступ к широкому спектру переменных, включая метеорологические параметры, аэрозольные характеристики, радиационные потоки и другие важные климатические показатели. Это делает MERRA-2 ценным ресурсом для исследователей, занимающихся изучением климатических процессов и разработкой соответствующих моделей.

Подводя итог, реанализ MERRA-2 представляет собой мощный инструмент для изучения атмосферы и климата, предоставляя высококачественные, согласованные и детализированные данные. Его использование в магистерской работе обеспечит хорошую основу для анализа и интерпретации полученных результатов.

## 2.2 Методика выделения волновых составляющих

Анализ пространственно-временной структуры атмосферных процессов требует детального изучения волновых составляющих в полях метеорологических характеристик, в частности геопотенциальной высоты. Одним из эффективных методов выявления этих составляющих является гармонический анализ с применением разложения в ряд Фурье к долготным вариациям. В данной работе для расчета долготных волновых компонент выполнялось разложение в ряд Фурье на гармоники с зональными волновыми числами от 1 до 4. В качестве исходных полей использовались данные о геопотенциальной высоте, так как в данной характеристике хорошо прослеживается изменчивость амплитуд и фаз основных гармоник.

В результате разложения были получены высотно-широтные поля амплитуд и фаз зональных гармоник с волновыми числами 1-4.

Разложение поля геопотенциальной высоты  $Z(\lambda, \phi, p, t)$  в ряд Фурье по долготе  $\lambda$ :

$$Z(\lambda, \phi, p, t) = \bar{Z}(\phi, p, t) + \sum_{m=1}^4 [A_m(\phi, p, t)\cos(m\lambda) + B_m(\phi, p, t)\sin(m\lambda)] , (1)$$

где:

- $\bar{Z}$  — зонально-осреднённое значение;
- $m$  — зональное волновое число (1–4);
- $\phi$  — широта;
- $p$  — давление (высота);
- $t$  — время.

Амплитуда  $C_m$  и фаза  $\psi_m$  для каждой гармоники вычисляются через коэффициенты  $A_m$  и  $B_m$ :

$$C_m(\phi, p, t) = \sqrt{A_m^2 + B_m^2} ; (2)$$

$$\psi_m(\phi, p, t) = \arctan\left(-\frac{B_m}{A_m}\right) . (3)$$

Амплитуды гармоник  $C_m$  дают количественную характеристику вклада соответствующих зональных волн в общее распределение геопотенциальной высоты. Наибольшие значения амплитуд наблюдаются, как правило, для первых двух гармоник, играющим ключевую роль в крупномасштабной циркуляции атмосферы.

Рост амплитуд длинноволновых гармоник ( $m=1, 2$ ) свидетельствует о развитии выраженной меридиональной циркуляции, формировании устойчивых барических аномалий — блокирующих антициклонов, глубоких ложбин и гребней в атмосфере.

Фаза гармоники  $\psi_m$  определяет пространственное положение волны вдоль долготного круга. Таким образом, изменение фазовых характеристик указывает на смещение барических систем в долготном направлении.

### ГЛАВА 3. Тихоокеанская декадная осцилляция

Тихоокеанская декадная осцилляция представляет собой крупномасштабное климатическое колебание, которое характеризуется изменениями температуры поверхности моря (ТПМ), аналогичного эпизодам ЭНЮК - Эль-Ниньо и Ла-Нинья, но с иным географическим распределением - в северной части Тихого океана. Этот феномен оказывает значительное влияние на климатические условия в различных регионах, включая Северную Америку и Восточную Азию, а также на морские экосистемы и рыбные промыслы. Впервые ТДО была описана в 1997 году учеными Натаном Мантуа и Стивеном Хэром [24], которые выявили ее влияние на продуктивность лососевых в северной части Тихого океана близ берегов Аляски.

Исторические данные позволяют проследить фазы ТДО начиная с XIX века, что подтверждается анализом ледовых кернов и древесных колец. Например, реконструкции климата указывают на сильную отрицательную фазу ТДО в 1890–1910 годах, которая совпала с периодами засух в Северной Америке и похолоданием в Восточной Азии.

Аномалии ТПО вызываемые ТДО оказывают влияние не только на морскую среду, но и на атмосферную циркуляцию. Например, в положительной фазе ТДО часто происходит углубление Алеутского минимума — области пониженного давления над северной частью Тихого океана, — что способствует перераспределению потоков тепла и влаги над Северной Америкой и Евразией.

Продолжительность одной фазы ТДО, как правило, составляет от 20 до 30 лет. Однако, как показывают исторические данные, длительность фаз может варьироваться. Например, положительная фаза, начавшаяся в 1925

году, продолжалась до 1946 года (около 21 года), в то время как следующая отрицательная фаза длилась почти три десятилетия — до 1976 года.

Эта временная изменчивость делает ТДО особенно важным объектом изучения в климатологии, поскольку она может оказывать продолжительное влияние на температурный режим, осадки, а также частоту и интенсивность погодных экстремумов в северном полушарии.

### 1.1 Фазы ТДО

Тихоокеанская декадная осцилляция характеризуется чередованием двух основных фаз: положительной (тёплой) и отрицательной (холодной), каждая из которых оказывает различное влияние на климатические условия в различных регионах. Положительные фазы ТДО, как правило, связаны с периодами более быстрого глобального потепления, в то время как холодные - с сильными засухами.

В положительной фазе ТДО в восточной части Тихого океана в Северном полушарии наблюдаются положительные аномалии температуры поверхности и отрицательные аномалии в западной части. Эта фаза ассоциируется с усилением Алеутского минимума, что приводит к тому, что западное побережье Канады и США становится теплее и более влажным, в Юго-Восточной части США чаще наблюдаются засухи, а зимы в восточной Азии становятся менее холодными.

В отрицательной фазе наблюдается зеркальное распределение. При холодной фазе ТДО наблюдаются пониженные температуры ТПО в восточной части Тихого океана и повышенные в западной. Это приводит к ослаблению Алеутского минимума, более холодным и сухим условиям на западе Северной Америки и более влажным условиям в юго-восточной части

США. В Азии же наблюдаются усиленные вторжения холодного воздуха в умеренных широтах.

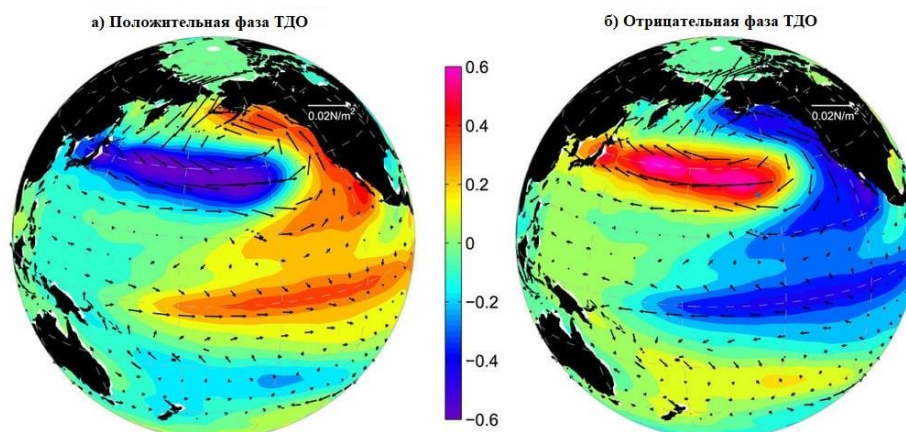


Рисунок № 1.1.1 Распределение аномалий ТПО в положительную фазу ТДО (а) и отрицательную (б) [24]

Исторически, фазы ТДО сменялись следующим образом (рис. 1.1.1):

- 1900–1910: положительная фаза;
- 1910–1924: отрицательная фаза;
- 1925–1946: положительная фаза;
- 1947–1976: отрицательная фаза;
- 1977–1998: положительная фаза;
- 1999–2002: отрицательная фаза;
- 2003–2006: положительная фаза;
- 2007–2013: отрицательная фаза;
- с 2014-2018 года: положительная фаза;
- с 2018 года: отрицательная фаза.

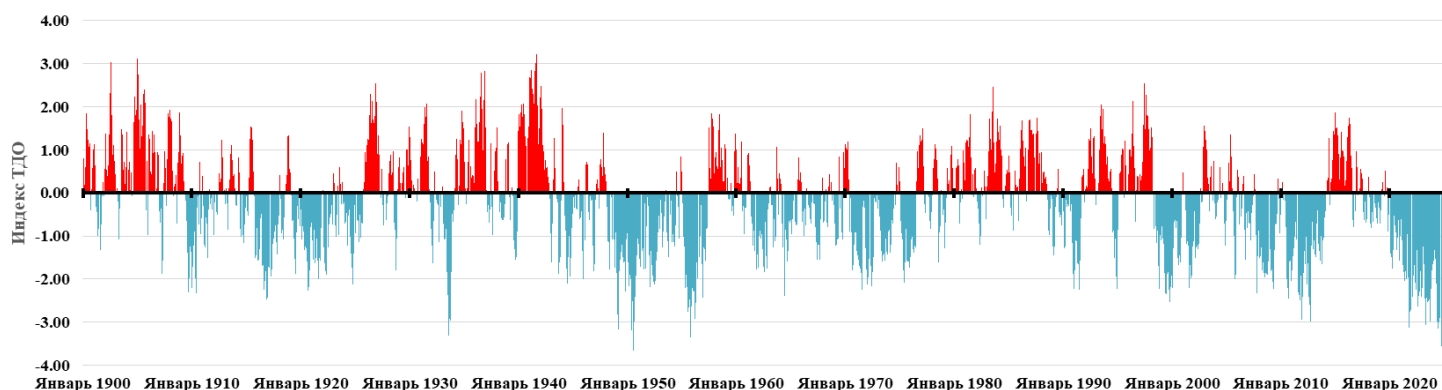


Рисунок № 1.1.2 Временной ход индекса ТДО с 1900 по 2025 год.

Если же мы будем говорить о том, как фаза ТДО влияет на биологические системы, то исследования ранее упомянутых Мантуа и Хэра [25] продемонстрировали, что ТДО оказывает прямое влияние на продуктивность лососевых в северной части Тихого океана. В положительной фазе наблюдается рост численности популяций у берегов Аляски и снижение — у побережья Орегона и Вашингтона. В отрицательной фазе картина меняется: продуктивность увеличивается в южной части, тогда как на севере падает. Это связано с перераспределением биологически активных вод, изменениями в апвеллинге и снабжении питательными веществами.

Таким образом, в зависимости от фазы, ТДО оказывает значительное влияние на климатические условия и экосистемы в различных регионах, включая изменения в осадках, температуре воздуха и продуктивности морских экосистем.

## 1.2 Связь ТДО с другими климатическими индексами

Хоть ТДО и ЭНЮК имеют различную пространственно-временную структуру, между ними существует определённая корреляция. ЭНЮК, как краткосрочный (интервал от 6 до 18 месяцев) крупномасштабный

климатический феномен естественного происхождения, может модулироваться ТДО. Например, в положительной фазе ТДО наблюдается усиление и частое возникновение Эль-Ниньо, тогда как в отрицательной фазе чаще возникают события Ла-Нинья. Это объясняется тем, что аномалии ТПМ в Тихом океане, присущие ТДО, создают фоновое состояние, способствующее или, наоборот, препятствующее развитию ЭНЮК.

Более того, исследования показали, что фазы ТДО могут взаимодействовать с другими важными индексами северного полушария — Арктической осцилляцией (АО) и Североатлантическим колебанием (САО). Так, в положительной фазе ТДО часто наблюдается ослабление заполярной циркуляции, сопровождаемое южным смещением струйных течений, что может усиливать отрицательные фазы САО и АО. Эти взаимодействия особенно важны для понимания температурных аномалий в зимний сезон в Европе и восточной части Северной Америки.

### 1.3 Методика расчёта индекса ТДО

Индекс Тихоокеанской декадной осцилляции является численным выражением текущего состояния ТДО и позволяет отслеживать переходы между её фазами. В основу расчета индекса положен статистический анализ пространственно-временных полей температуры поверхности моря в северной части Тихого океана.

Методика расчета индекса ТДО была впервые предложена Мантуа и Хэром [26] и основывается на применении метода главных компонент (ГК), также известного как метод эмпирических ортогональных функций (ЭОФ).

Для количественной оценки фазы и интенсивности Тихоокеанской декадной осцилляции в данной работе используется индекс, разработанный

Национальным центром экологической информации США (НЦЭИ). В его основе лежит массив данных реконструкции аномалий температуры поверхности моря — ERSST, версия 5 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v5), разработанный Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (NOAA). Данные представлены на глобальной сетке с разрешением  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ .

Версия 5 включает следующие основные усовершенствования:

- Использование нескорректированных первичных данных при контроле качества вместо скорректированных;
- Применение последней версии ICOADS Release 3.0 (R3.0) за 1854-2015 гг. вместо R2.5 (1854-2007);
- Включение данных Argo о температуре на глубинах до 5 метров, не использовавшихся в предыдущих версиях;
- Использование новых данных о концентрации льда HadISST2 (UK Met Office) за 1870-2015 гг. вместо HadISST1 (1870-2010);
- Устранение искусственного подавления или ослабления амплитуд колебаний в высоких широтах (севернее  $60^{\circ}$  с.ш. и южнее  $50^{\circ}$  ю.ш.) в эмпирических ортогональных телеконнекциях (ЭОФ);
- Добавление 10 дополнительных мод ЭОФ для Арктики;
- Уменьшение пространственного фильтрования при обучении ЭОФ;
- Пересмотр коррекции систематической ошибки судовых измерений ТПО относительно ночной температуры морского воздуха на основе сравнения с данными буев.

Индекс ТДО рассчитывается в пределах северной части Тихого океана. Географические границы:  $20^{\circ}$  –  $70^{\circ}$  с.ш., весь Тихий океан. Тропики исключаются для того, чтобы избежать влияния ЭНЮК (Эль-Ниньо).

Перед ЭОФ-анализом из каждого временного слоя ТПО вычитается среднее значение ТПО по всему северному Тихому океану, чтобы выделить пространственные аномалии, не зависящие от общего тренда потепления.

$$\tilde{T}_{ij} = \frac{T_{ij} - \bar{T}}{\sigma} ; (4)$$

$$\bar{T} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N T_{ij} \quad (5) ; \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (T_{ij} - \bar{T})^2}{N}} \quad (6),$$

где:

- $T_{ij}$  — температурное поле на временном шаге  $i$  и точке пространства  $j$ ;
- $\bar{T}$  — среднее значение ТПО по всему северному Тихому океану;
- $\sigma$  — стандартное отклонение;
- $\tilde{T}_{ij}$  — стандартизированная аномалия ТПО в момент времени  $t$  и точке пространства  $j$ ;
- $N$  — количество пространственных точек.

Затем данные организуются в матрицу  $\mathbf{X}$  размерности  $(T \times N)$ , где:

- $T$  — количество временных шагов (например, месяцев)
- $N$  — количество пространственных точек (ячейки сетки)

Каждый ряд в матрице  $\mathbf{X}$  — это одномерное поле аномалий ТПО в определённый момент времени, разложенное в вектор.

Каждая строка матрицы  $\mathbf{X}$  представляет собой одномерное поле аномалий температуры поверхности океана, разложенное в вектор:

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} \tilde{T}_{1,1} & \tilde{T}_{1,2} & \dots & \tilde{T}_{1,N} \\ \tilde{T}_{2,1} & \tilde{T}_{2,2} & \dots & \tilde{T}_{2,N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \tilde{T}_{T,1} & \tilde{T}_{T,2} & \dots & \tilde{T}_{T,N} \end{bmatrix} \quad (7)$$

На основе матрицы  $\mathbf{X}$  проводится ЭОФ-анализ (аналог метода главных компонент), при котором индекс ТДО определяется как временной коэффициент (РС) при первой пространственной ЭОФ (EOF1).

Вычисляется ковариационная матрица  $\mathbf{C}$  размерностью  $N \times N$ , которая показывает как переменные связаны между собой:

$$\mathbf{C} = \frac{1}{T-1} \mathbf{X}^T \mathbf{X}, \quad (8)$$

Затем производится нахождение собственных векторов (EOF) и значений, которые определяют главные компоненты. Решается уравнение:

$$\mathbf{C} \cdot \mathbf{EOF}_k = \lambda_k \cdot \mathbf{EOF}_k, \quad (9)$$

где:

- $\lambda_k$  — собственные значения (показывают долю объяснённой дисперсии);
- $k$  — количество компонент (для индекса ТДО нам достаточно одной);
- $\cdot \mathbf{EOF}_k$  — базисный вектор, определяющий главные пространственные паттерны изменчивости ТПО;

Далее находятся собственные векторы  $\mathbf{EOF}_k$  и значения  $\lambda_k$ .

Первый собственный вектор  $\mathbf{EOF}_1$  соответствует наибольшему собственному значению  $\lambda_k$  и описывает основной пространственный паттерн ТДО.

Заключительным этапом проецируем данные на  $EOF_1$ . Первая компонента  $PC_1$  обычно объясняет наибольшую долю дисперсии и может служить индексом ТДО:

$$PDO\ index\ (t) = PC_1(t) = \sum_{j=1}^N \tilde{T}_{ij} \cdot EOF_1(j); (7)$$

где:

- $\cdot EOF_1(j)$  —  $j$ -й элемент первого собственного вектора (пространственная структура). Выступает в роли весов, определяющих, какие точки вносят наибольший вклад в индекс;
- $N$  — количество пространственных точек.

Таким образом, индекс ТДО представляет собой временной ряд первой главной компоненты температурных аномалий северной части Тихого океана.

Проведённые ранее исследования показывают, что значения индекса NCEI ТДО обладают высокой корреляцией с классическим индексом Мантуа, что подтверждает их взаимозаменяемость в ряде климатических анализов [27].

Используя данные, представленные NOAA, было выявлено, что в период с 1980 по 2025 год положительная фаза Тихоокеанской декадной осцилляции в зимний период (декабрь, январь и февраль) наблюдалась в 1980, 1981, 1984-1988, 1994, 1996, 1998, 2003, 2015 и 2016 гг., а отрицательная – в 1982, 1989, 1990, 1991, 1999, 2000, 2002, 2004, 2005, 2007-2009, 2011-2014, 2019, 2021-2025 гг.

Подробный график распределения значений индекса ТДО представлен ниже:

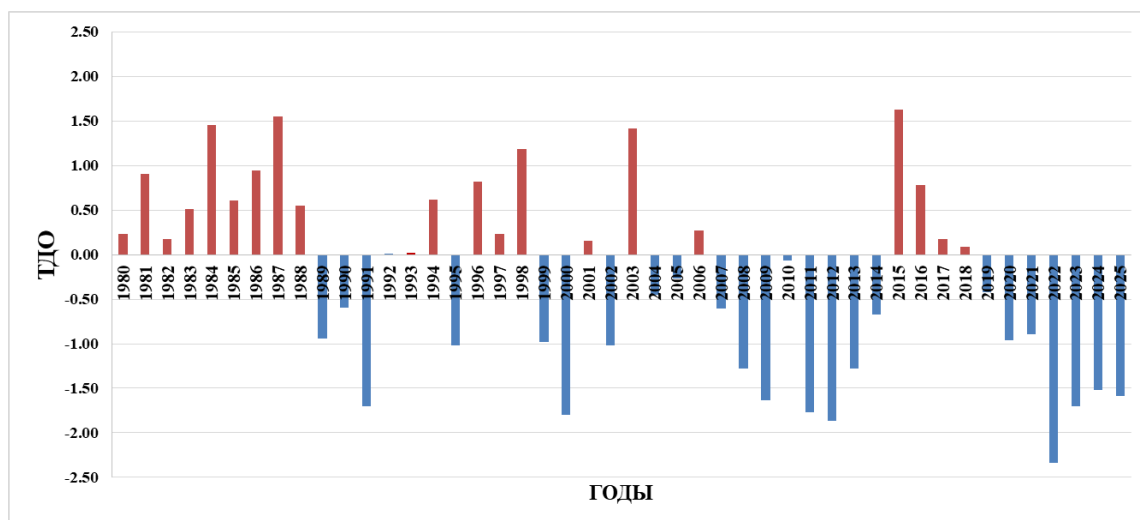


Рисунок №2.2.1 Временной ход индекса ТДО, осредненный за три зимних месяца (декабрь, январь и февраль), в период с 1980 по 2025 гг.

## ГЛАВА 4. Анализ динамического режима и рассмотрение волновой активности с учётом фазы ТДО

### 4.1 Анализ динамического режима атмосферы при разных фазах ТДО

Для оценки влияния индекса ТДО на динамический режим внетропической атмосферы, было интересно оценить изменения в полях температуры поверхности океана в зависимости от величины модуля значения индекса. Т.к. значение индекса является безразмерной величиной и варьирует в пределах от -2.30 до +1.60, на первом этапе исследования все рассматриваемые периоды были разделены на годы со значением индекса порядка 0.50 и порядка 1.50 по модулю. Для выбранных рядов лет были построены пространственные распределения аномалий температуры воздуха в пределах сектора  $120^{\circ}$  в.д. –  $110^{\circ}$  з.д.,  $20^{\circ}$  –  $85^{\circ}$  с.ш.

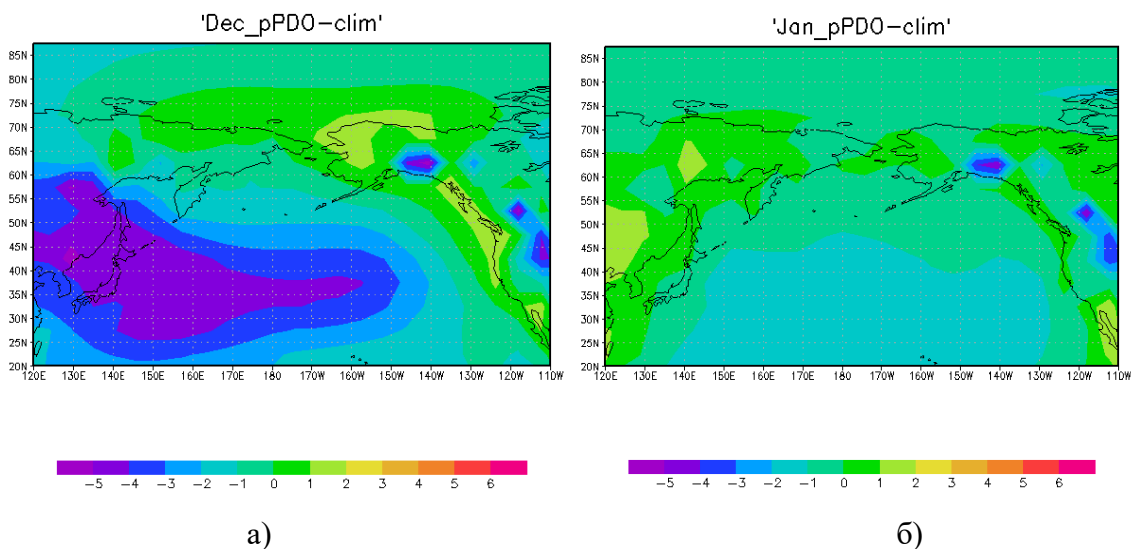
Для значений индекса +1.50: - 1984, 1987, 2003, 2015;

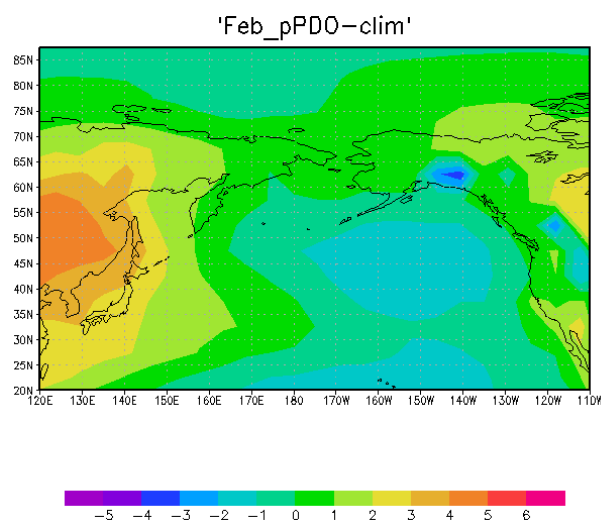
+0.50: - 1985, 1988, 1994;

-0.50: -1990, 2004, 2007, 2014, 2019;

-1.50: - 1991, 2009, 2023, 2024, 2025.

#### Положительная фаза





в)

Рисунок № 4.1.1 Распределение аномалий температуры при положительной фазе ТДО в период 1980 – 2025 гг. для  
а) декабря; б) января; в) февраля.

Проведенный анализ поля аномалий температуры воздуха за зимний период выявил существенное изменение термического режима в северной части Тихого океана. Наблюдается выраженная инверсия температурного градиента: если в январе его значения над акваторией Тихого океана составляли от 0.0 до  $-6.0^{\circ}\text{K}$ , то к февралю зафиксирован переход к положительным аномалиям в диапазоне от  $-2.0^{\circ}$  до  $+3.0^{\circ}\text{K}$ . При этом максимум потепления ( $+3.0^{\circ}\text{K}$ ) локализован в восточных районах Китая.

В отличие от тихоокеанского региона, восточное побережье Северной Америки демонстрирует менее выраженную изменчивость:

- декабрь: слабоположительные аномалии ( $0.0...+2.0^{\circ}\text{K}$ );
- январь: незначительное ослабление градиента ( $0.0...+1.0^{\circ}\text{K}$ );
- февраль: усиление континентального потепления (до  $+3.0^{\circ}\text{K}$  вглубь материка).

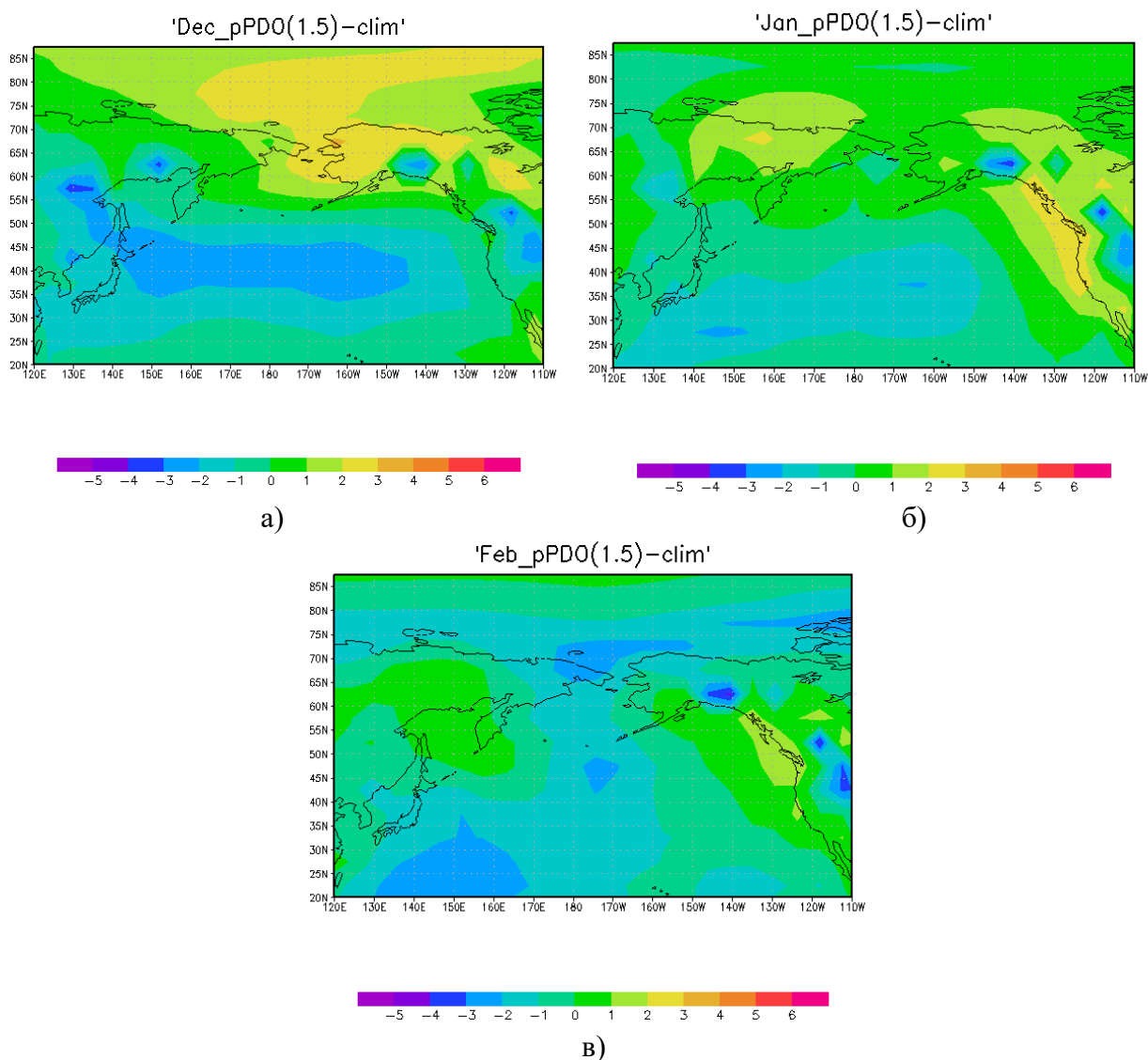


Рисунок № 4.1.2 Распределение аномалий температуры при значениях индекса ТДО = 1.5 для

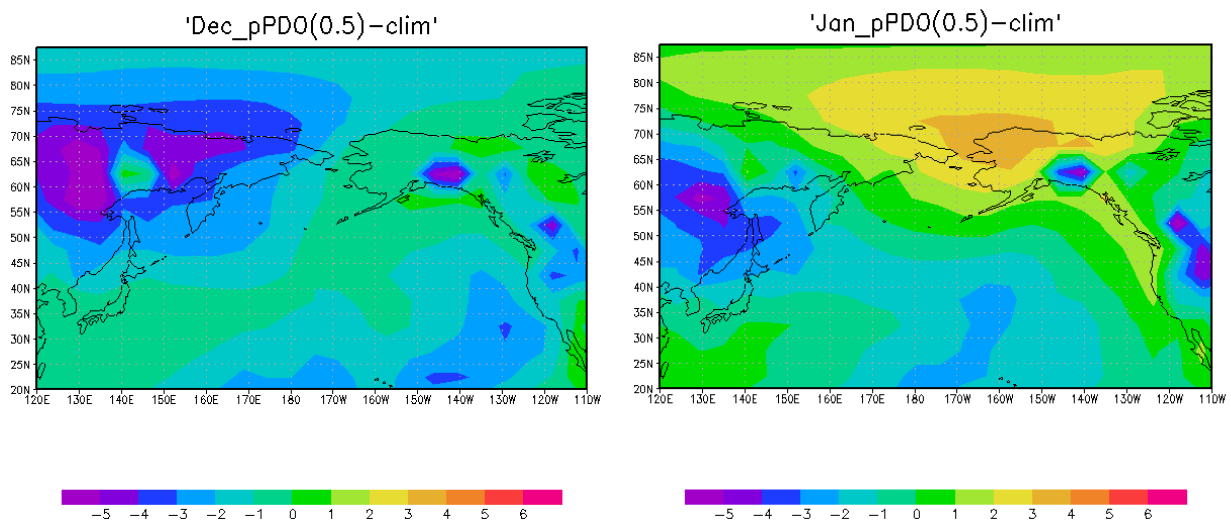
а) декабря; б) января; в) февраля.

При достижении индексом ТДО значения +1.50 наблюдаются следующие пространственно-временные особенности распределения температурных аномалий:

- В декабре устойчивый отрицательный температурный градиент ( $-2.0^{\circ}\dots-3.0^{\circ}\text{K}$ ) охватывает большую часть северной акватории Тихого океана, формируется обширная область термических аномалий с минимальными значениями.

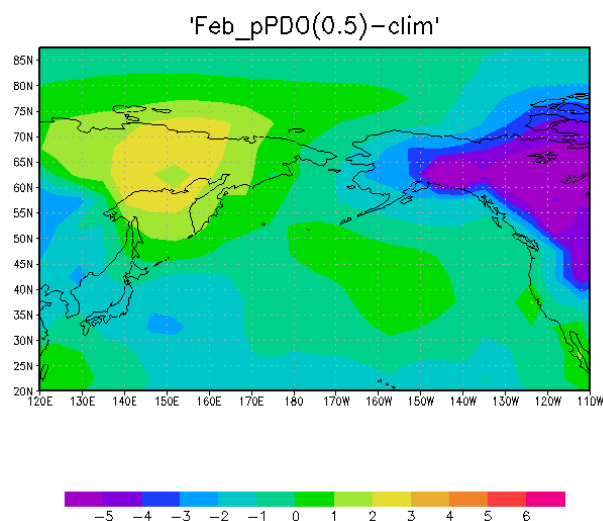
- В январе происходит ослабление градиента до  $-1.0^{\circ}\dots-2.0^{\circ}\text{K}$  в центральной части океанического сектора. Помимо этого, одновременное усиление потепления ( $+2.0^{\circ}\dots+3.0^{\circ}\text{K}$ ) в прибрежной зоне западного побережья Северной Америки.
- В феврале было зафиксировано появление положительных аномалий ( $0.0^{\circ}\dots+1.0^{\circ}\text{K}$ ) в районе восточного побережья России. Умеренное ослабление градиента ( $+1.0^{\circ}\dots+2.0^{\circ}\text{K}$ ) у западного побережья Северной Америки.

В целом на протяжении всего зимнего периода наблюдается формирование биполярной структуры температурных аномалий между континентальными и океаническими областями.



a)

б)



в)

Рисунок № 4.1.3 Распределение аномалий температуры при значениях индекса ТДО = 0.5 для

а) декабря; б) января; в) февраля.

Анализ распределения температурных градиентов при значении индекса ТДО +0.50 выявил выраженную сезонную изменчивость градиента температуры. В декабре наблюдается формирование устойчивой области отрицательных аномалий ( $-6.0^{\circ}\dots-5.0^{\circ}\text{K}$ ) над Дальним Востоком, с аналогичными по интенсивности, но локальными очагами охлаждения вдоль западного побережья Северной Америки. Одновременно в тихоокеанском секторе ( $170^{\circ}\text{в.д.}-120^{\circ}\text{з.д.}, 20^{\circ}-45^{\circ}\text{с.ш.}$ ) фиксируются умеренно-отрицательные градиенты ( $-1.0^{\circ}\dots-4.0^{\circ}\text{K}$ ).

В январе происходит существенная трансформация термической структуры. Над Дальним Востоком градиенты ослабевают до  $-1.0^{\circ}\dots+2.0^{\circ}\text{K}$ . Вдоль западного побережья Северной Америки преобладают положительные аномалии ( $+1.0^{\circ}\dots+4.0^{\circ}\text{K}$ ), сохраняется лишь фрагментарное распределение зон с отрицательным градиентом.

Февраль характеризуется следующим распределением: отрицательные градиенты усиливаются ( $-2.0^{\circ}\dots-6.0^{\circ}\text{K}$ ) над западной частью Северной

Америки, происходит формирование устойчивой области потепления ( $0.0^{\circ}\dots+3.0^{\circ}\text{K}$ ) над Дальним Востоком, наблюдается выраженный контраст термических условий между континентальными и прибрежными регионами.

## Отрицательная фаза

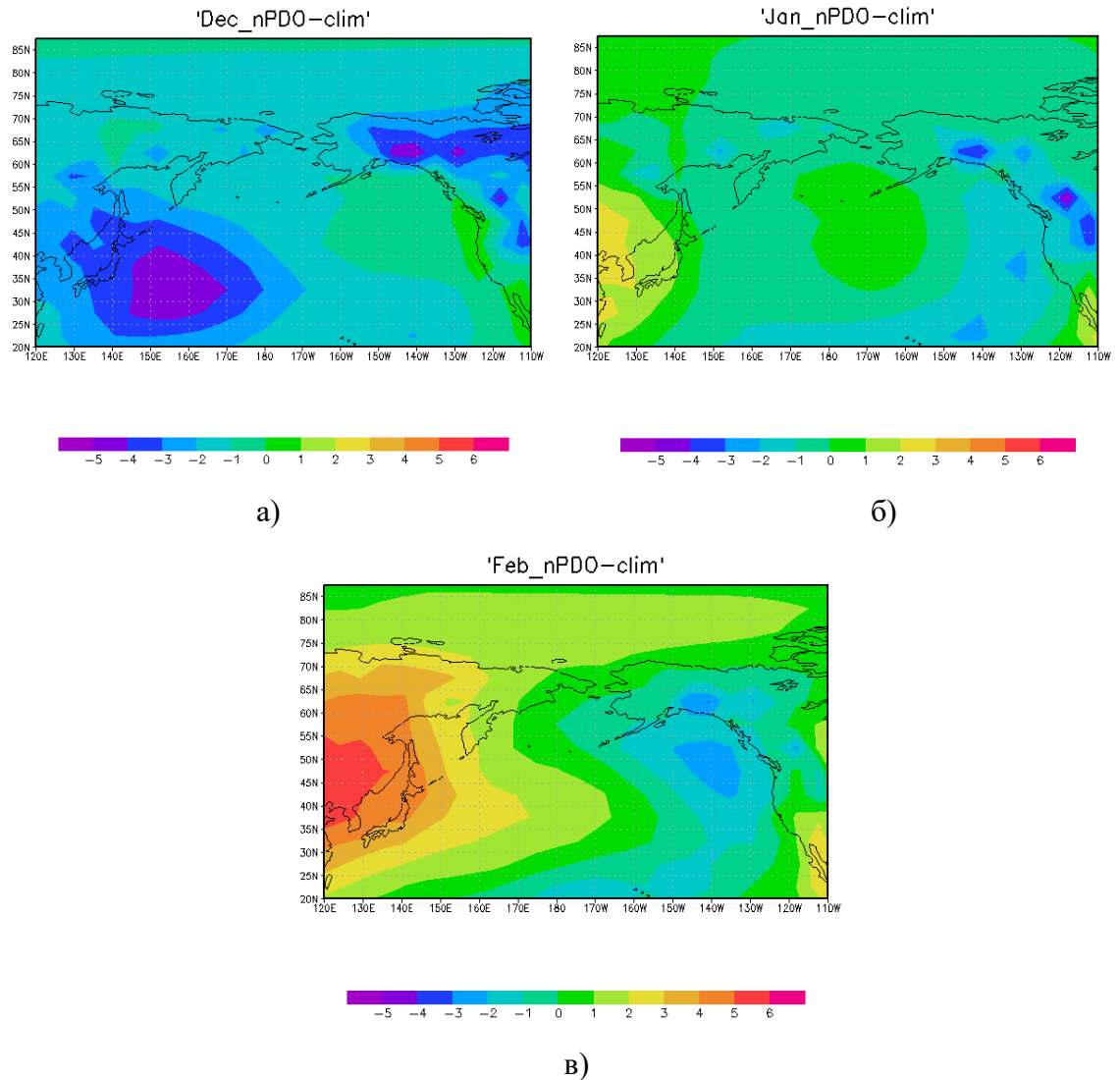


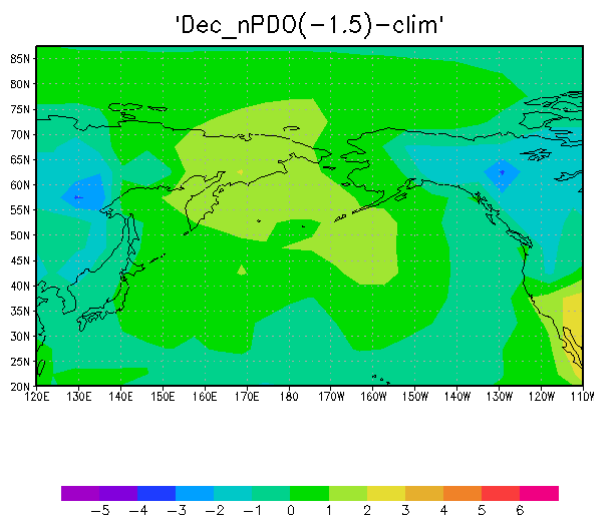
Рисунок № 4.1.4 Распределение аномалий температуры при отрицательной фазе ТДО  
в период 1980 – 2025 гг. для  
а) декабря; б) января; в) февраля.

Анализ поля аномалий температуры воздуха за зимний период при отрицательной фазе ТДО также, как и для положительной, выявил существенное изменение термического режима в северной части Тихого океана.

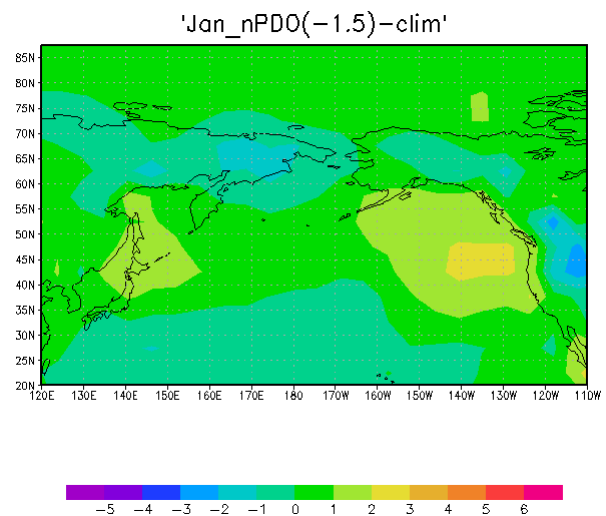
В декабре практически во всей исследуемой области градиент температуры не превышает  $0.0^{\circ}\text{C}$ , минимальное значение наблюдается в области  $145\text{--}170^{\circ}$  в.д.,  $25\text{--}40^{\circ}$  с.ш. и составляет  $-6.0^{\circ}\text{K}$ .

В январе ситуация меняется достаточно сильно, по сути мы наблюдаем ситуацию противоположную декабрю. Максимум градиента наблюдается над восточными территориями Китая и достигает  $+3.0^{\circ}\text{ K}$ , минимум же находится на западном побережье СА и достигает значений  $-6.0^{\circ}\text{ K}$  в области  $115-120^{\circ}\text{ з.д.}$ ,  $50-55^{\circ}\text{ с.ш.}$

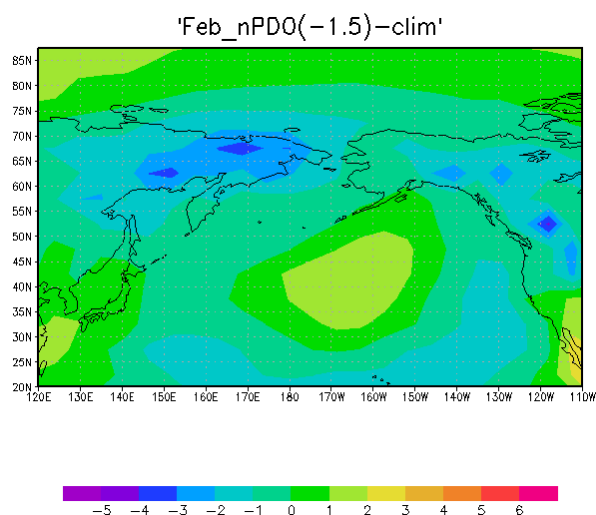
В феврале мы уже наблюдаем более выраженную контрастность по сравнению с первым зимним месяцем и, как мы видим, в эти месяцы температурный градиент находится в противофазе. Практически над всей исследуемой областью наблюдаются положительные аномалии со значениями до  $+6.0^{\circ}\text{ K}$  над восточными территориями Китая. Минимум градиента наблюдается в акватории близь западного побережья СА, значения там достигают  $-3.0^{\circ}\text{ K}$ .



а)



б)



в)

Рисунок № 4.1.5 Распределение аномалий температуры при значениях индекса ТДО = -1.5 для

а) декабря; б) января; в) февраля.

Анализируя распределение температурных аномалий при значения индекса ТДО равным -1.50, видим, что на протяжении всего зимнего сезона градиент в исследуемом регионе варьируется от  $-4.0^{\circ}$  до  $+3.0^{\circ}$  К.

Такое распределение, скорее всего, говорит о том, что в годы, когда фиксировалось значение индекса ТДО равное -1.50, в заданной области наблюдались неблагоприятные условия для распространения волн.

Более-менее дипольную структуру имеет распределение в февраля, где над северо-восточной частью России наблюдается отрицательные аномалии температуры (до  $-4.0^{\circ}$  К) в центральной части северного Тихого океана – положительные (до  $+2.0^{\circ}$  К).

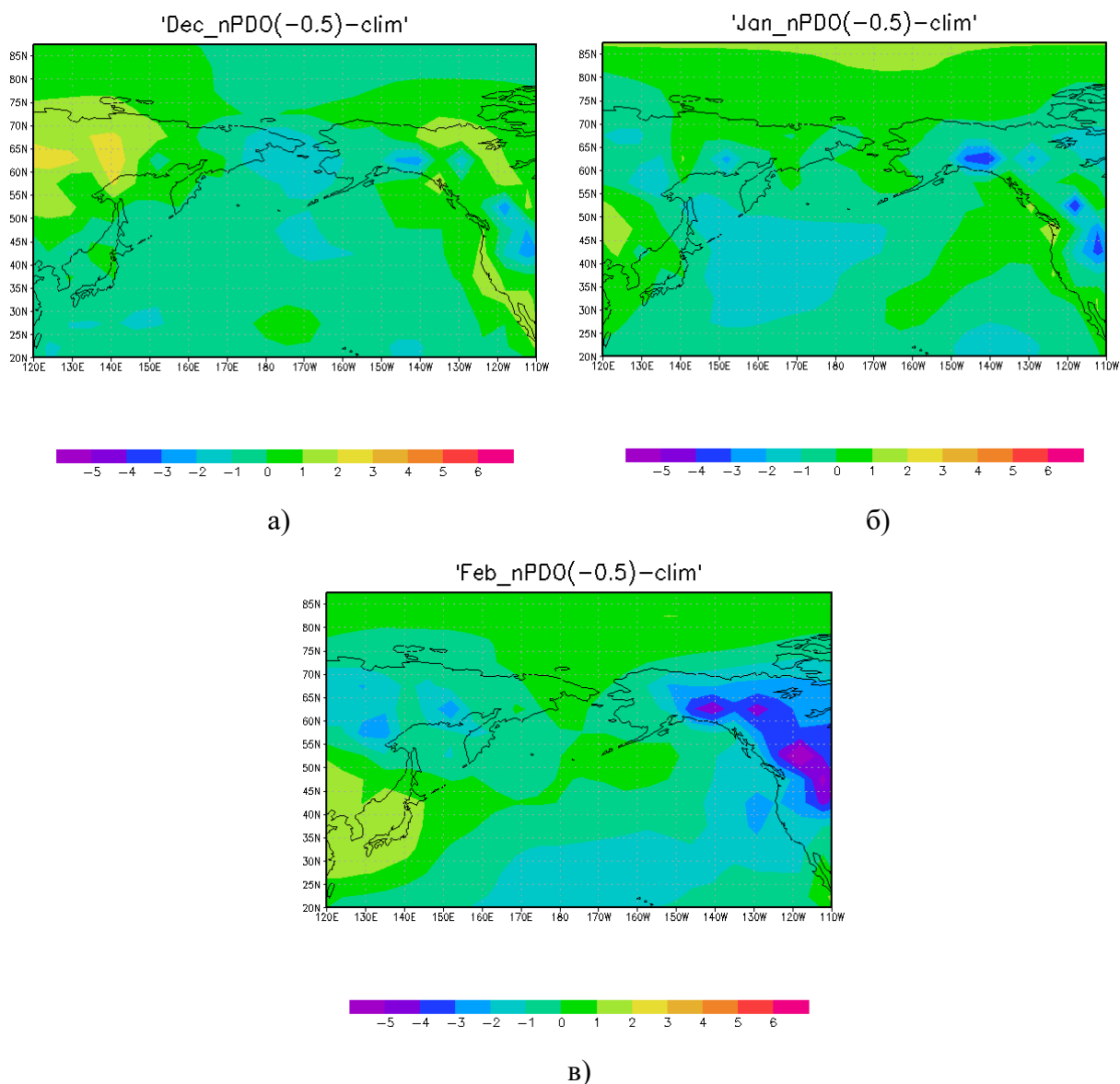


Рисунок № 4.1.6 Распределение аномалий температуры при значениях индекса ТДО = -0.5 для

а) декабря; б) января; в) февраля.

Анализ термических полей в зимний период при значении индекса ТДО -0.5 выявил следующие закономерности:

В декабре наблюдается относительно однородное распределение слабовыраженных температурных аномалий в диапазоне от  $-3.0^{\circ}\text{K}$  до  $+3.0^{\circ}\text{K}$ . При этом над основной акваторией северной части Тихого океана преобладают слабоотрицательные аномалии ( $0.0^{\circ}\dots-1.0^{\circ}\text{K}$ ), что свидетельствует о термической стабильности в данный период.

Январская термическая структура характеризуется формированием зоны пониженных температур ( $-1.0^{\circ}\dots-2.0^{\circ}\text{K}$ ) в прибрежных акваториях восточной Евразии, а также выраженным потеплением ( $0^{\circ}\dots+2.0^{\circ}\text{K}$ ) в высокоширотных регионах ( $70-85^{\circ}\text{с.ш.}$ ). Кроме того, в январе появляются локальные очаги отрицательных аномалий вдоль западного побережья Северной Америки.

Февраль демонстрирует радикальную трансформацию термического режима:

- Интенсивное охлаждение (до  $-6.0^{\circ}\text{K}$ ) над западным побережьем Северной Америки;
- Формирование устойчивой области положительных аномалий (до  $+2.0^{\circ}\text{K}$ ) в районе Японского архипелага и прилегающих территорий;
- Выраженный биполярный характер распределения температурных аномалий над прибрежными зонами континентов.

Проведённый анализ аномалий температуры воздуха над северной частью Тихого океана и прилегающими континентальными территориями в зимний период позволил выявить чётко выраженные закономерности, связанные с фазами Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО). Ниже представлены основные выводы, полученные в результате сопоставления температурных полей в положительной и отрицательной фазах ТДО, а также при различных его значениях.

Положительная фаза ТДО способствует распространению тёплых воздушных масс с океана вглубь континентов, особенно над Азией, формируя устойчивые положительные аномалии температуры воздуха. В свою очередь отрицательная фаза ТДО приводит к охлаждению температуры вблизи восточной части северного Тихого океана и одновременным потеплением над континентальной Азией.

Стоит отметить, что как в положительной, так и в отрицательной фазе ТДО сопровождается крупномасштабной перестройкой термической структуры северной части Тихого океана и прилегающих территорий. Однако характер аномалий при этом принципиально отличается:

- Положительная фаза ТДО способствует смещению теплового максимума в сторону Азии и приводит к умеренному потеплению над Северной Америкой.
- Отрицательная фаза формирует выраженную дипольную структуру температурного поля с холодной аномалией у берегов Северной Америки и потеплением над Восточной Азией, что может провоцировать развитие экстремальных погодных явлений — сильных холодов и снегопадов на западе континента и аномального тепла на востоке Евразии.

Анализ температурных аномалий при экстремальных значениях индекса ТДО: +1.50 (максимально выраженная положительная фаза) и -1.5 (максимально выраженная отрицательная фаза) показал, что:

Для значений индекса ТДО равных +1.50 температурные поля имеют дипольную структуру: холодные аномалии над океанической частью и тёплые — над континентальными. Это может свидетельствовать о наличии выраженного градиента давления между материком и океаном, усиливающего приземную адвекцию тёплого воздуха вглубь материков.

При значениях индекса -1.50 можно сделать вывод о неблагоприятных условиях для распространения планетарных волн, что, в свою очередь, ослабляет меридиональный перенос тепла и препятствует формированию устойчивой циркуляции. Это, например, может быть обусловлено усилением азиатского антициклона.

В условиях положительной фазы создаются благоприятные условия для развития меридиональной циркуляции и распространения волн Россби в исследуемом регионе, хотя и не такие ярко-выраженные как ожидалось при этом значении, в то время как отрицательная фаза характеризуется подавлением этих процессов, что может влиять на устойчивость зимних погодных режимов (из-за снижения температурных контрастов, зимы становятся более мягкими и устойчивыми) и частоту экстремальных явлений (количество экстремальных осадков уменьшается, но может возрасти число засух за счёт блокирующих антициклонов).

Для ситуации, когда индекс ТДО равен  $\pm 0.50$  наблюдается картина с большей выраженностью температурного контраста.

Даже при умеренно-положительной фазе ТДО наблюдается сезонная перестройка термического режима, при которой циркуляционные процессы обеспечивают глубокие температурные контрасты между Евразией и Северной Америкой, а также усиление волн Россби. Это может способствовать неустойчивости погодных режимов и создаёт условия для экстремальных погодных явлений (шторм).

Отрицательная фаза ТДО ( $-0.50$ ) демонстрирует тенденцию к стабилизации термического режима в декабре с последующим локальным усилением контраста в феврале. Тем не менее, степень волновой активности и амплитуда температурных аномалий остаётся меньшей, чем при положительной фазе ( $+0.50$ ). В такие годы выше вероятность устойчивых погодных условий.

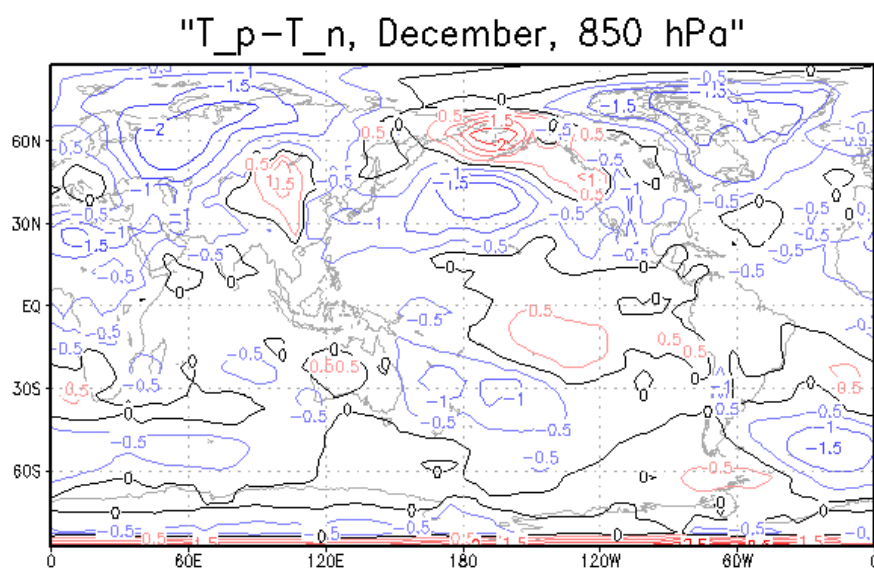
Сравнивая результаты, полученные для значений индекса ТДО  $\pm 1.50$  и  $\pm 0.5$  можем заключить следующее: при анализе динамического режима в северной части Тихого океана, было установлено, что в промежуток с 1980 по 2025 гг. в годы, когда значения индекса равнялось  $\pm 0.50$  контраст

температурных аномалий был более выраженным, чем при значениях индекса  $\pm 1.50$ . Отсюда можно сделать предположение о том, что чем выше индекс Тихоокеанской декадной осцилляции, тем устойчивее становится поле температурных аномалий, а значит и условия для генерации и распространения волн менее благоприятные, чем при значениях индекса равным  $\pm 0.50$ .

Следующим шагом в ходе исследовательской работы стал сравнительный анализ средних полей температуры воздуха, меридиональной и зональной компонент ветра на уровне 850 гПа за зимние месяцы (декабрь, январь, февраль) между положительной и отрицательной фазами Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО), что позволило оценить условия для генерации и распространения волн в рассматриваемом регионе.

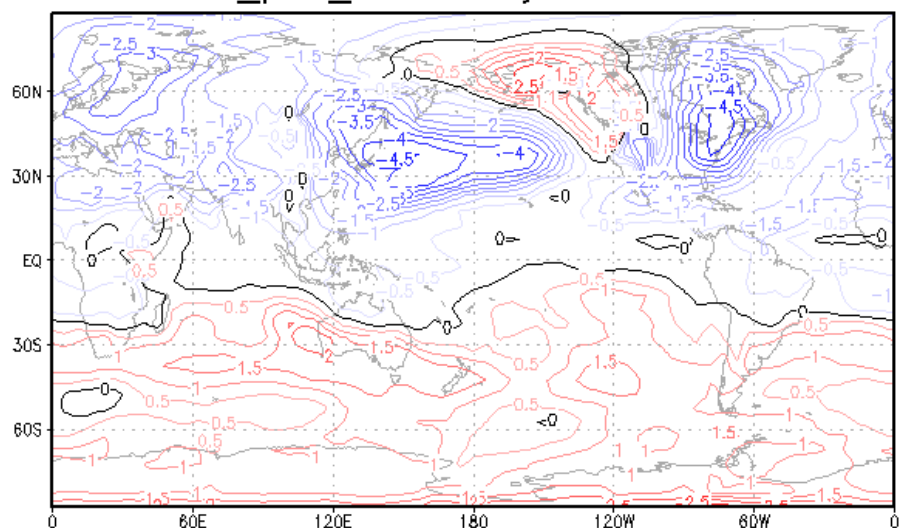
Ниже представлен анализ рассматриваемых полей:

### Температура



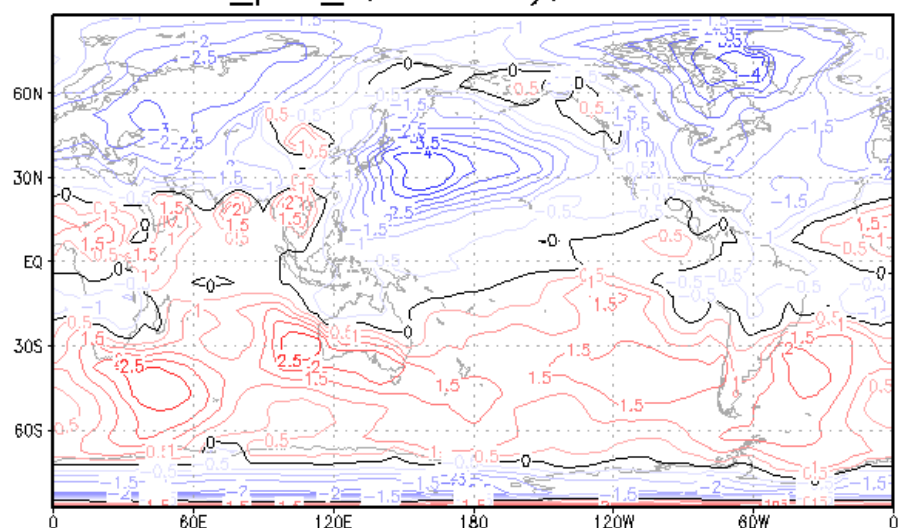
a)

" $T_p - T_n$ , January, 850 hPa"



б)

" $T_p - T_n$ , February, 850 hPa"



в)

Рисунок №4.1.7 Поле разницы  $T_{\text{positive}} - T_{\text{negative}}$  для

а) декабря; б) января; в) февраля.

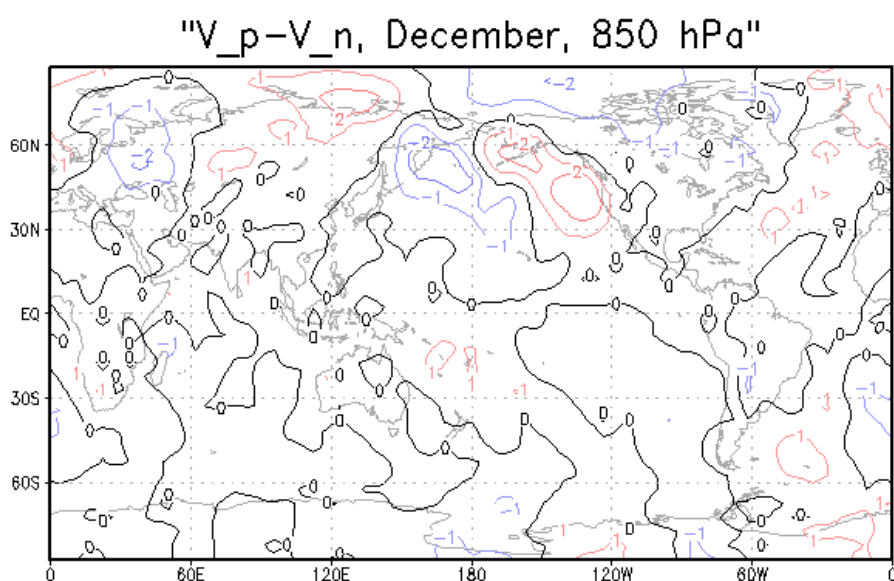
Как мы видим на рис. № 4.1.7 (а), наиболее выраженные положительные аномалии температуры в декабре (до  $+2.0^\circ \text{ K}$ ) зафиксированы над Аляской ( $55-65^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $150-180^\circ \text{ з.д.}$ ). Эти изменения могут быть связаны переносами теплых воздушных масс с юга. Одновременно отрицательные аномалии порядка  $-2.0^\circ \text{ K}$  прослеживаются над территорией западной Сибири ( $50-$

70° с.ш., 30–90° в.д.) и в северной акватории Тихого океана, что свидетельствует о возможных более активных арктических вторжениях и усилении Сибирского антициклона.

Аналогичная картина сохраняется и в январе (рис. №3.1, б): положительные отклонения температуры (до +2.0° K) отмечаются в зоне 55–65° с.ш., 150–180° з.д. (Аляска), а отрицательные (до –4° K) — в акватории Тихого океана (130–180° в.д., 25–45° с.ш.), а также в восточной части Северной Америки (60–85°з.д., 35–60° с.ш.).

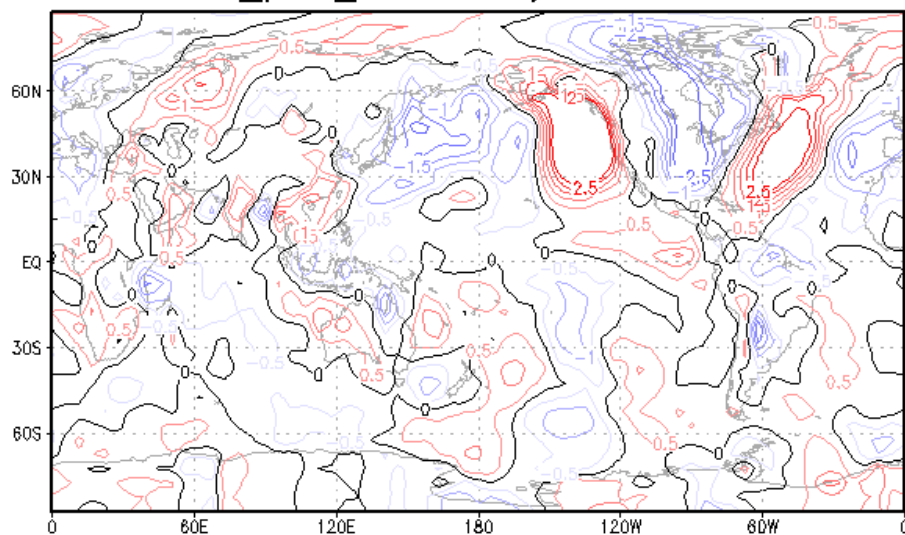
В последний зимний месяц (рис. №3.1, в) положительные аномалии температур наблюдаются преимущественно в южном полушарии, наибольшие значения (до +2.5 K) фиксируются в зонах 30–60° в.д., 35–55° ю.ш. и 125–135° в.д., 25–35° ю.ш. Отрицательные значения зафиксированы в северной акватории Тихого океана и на северо-востоке Канады (до –4° K).

### Меридиональная компонента



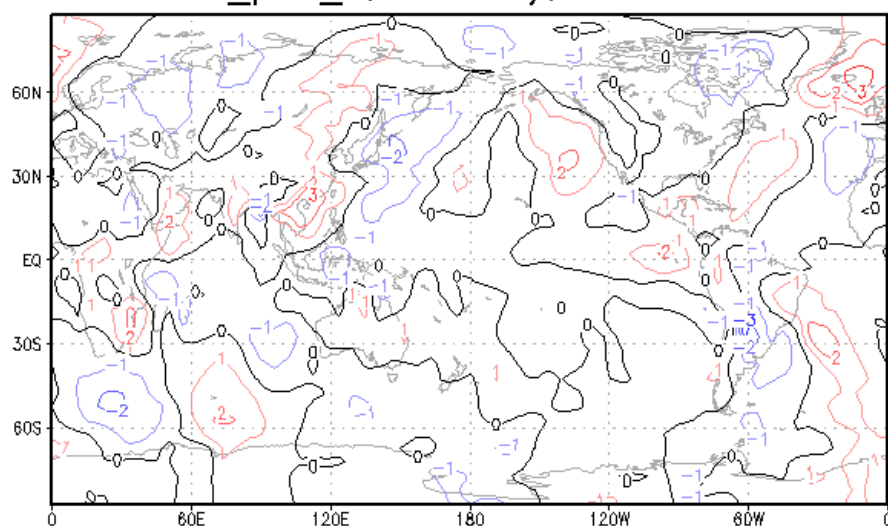
а)

"V<sub>p</sub>–V<sub>n</sub>, January, 850 hPa"



б)

"V<sub>p</sub>–V<sub>n</sub>, February, 850 hPa"



в)

Рисунок № 4.1.8 Поле разницы  $V_{\text{positive}} - V_{\text{negative}}$  ДЛЯ

а) декабря; б) января; в) февраля.

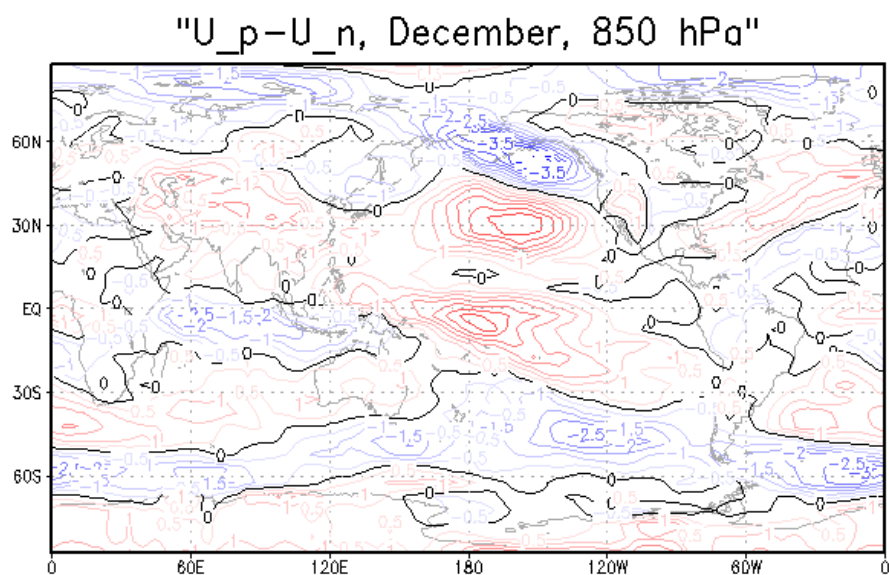
В декабре положительные аномалии меридиональной компоненты (рис. № 4.1.8, а) до +2.0 м/с в зоне 120–180° з.д., 30–60° с.ш. (западное побережье Северной Америки) и зоне 120–130° в.д., 70–75° с.ш. (Восточно-Сибирское море) указывают на активный южный перенос. В то же время в районе 30–40° в.д., 50–60° с.ш. (северо-запад России) наблюдаются отрицательные

отклонения до  $-2$  м/с, что говорит о возможном активном выносе холодных воздушных масс с Арктики.

В январе (рис. № 4.1.8, б) положительные аномалии (до  $+7.0$  м/с) выявлены в районе  $120\text{--}130^\circ$  з.д.,  $30\text{--}60^\circ$  с.ш. (акватория западного побережья Северной Америки), что указывает на увеличение южной компоненты. Отрицательные значения (до  $-2.5$  м/с) фиксируются в районе  $80\text{--}100^\circ$  з.д.,  $50\text{--}60^\circ$  с.ш., т.е. на территории центральной части Канады и США.

Что касается меридиональной компоненты ветра в феврале (рис. № 4.1.8, в), южный поток усиливается над Исландией (отклонения до  $+4.0$  м/с), а северный — над Южной Америкой в зоне  $60\text{--}65^\circ$  з.д.,  $25\text{--}30^\circ$  ю.ш. (до  $-3.0$  м/с).

### Зональная компонента



а)



В январе положительные отклонения зональной компоненты (рис. № 4.1.9, б) (до +7 м/с) фиксируются в районе 130–180° в.д., 25–35° с.ш. (акватория Тихого океана). В северо-восточной части североамериканского континента, напротив, фиксируются отрицательные отклонения (до –5.0 м/с) в районе 130–180° з.д., 45–60° с.ш. (южная акватория Аляски).

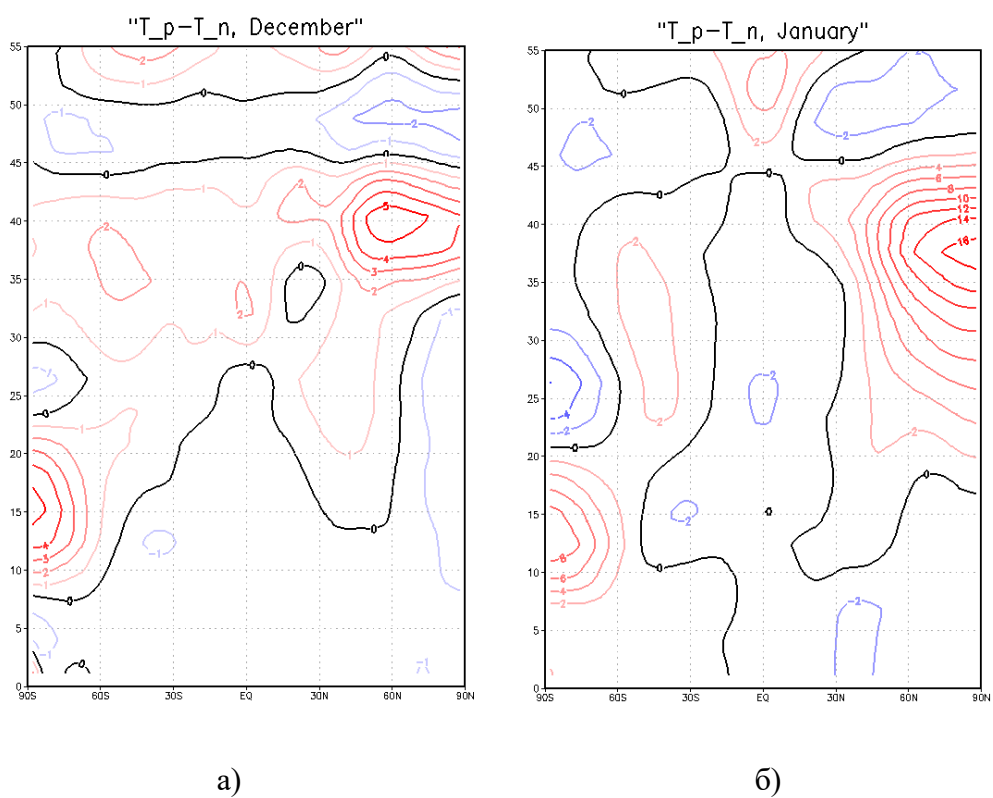
Положительные февральские аномалии (рис. № 4.1.9, в) (до +5.0 м/с) отмечены в акватории Тихого океана (150–180° в.д., 20–30° с.ш.) и в восточной акватории Африки (30–60° в.д., 10–15° ю.ш.). Отрицательные значения (до –4.0 м/с) в феврале наблюдаются в зоне 150° в.д. –160° з.д., 45–65° с.ш., охватывая северо-западную часть Тихого океана и Алеутские острова, а также в южно-восточной акватории Африки (30 – 60° в.д., 25 – 40° ю.ш.).

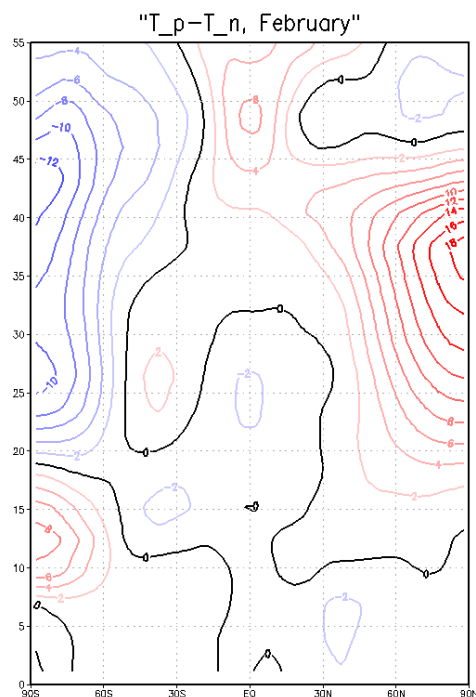
Таким образом, можно сделать заключение о том, что наиболее благоприятные температурные условия для волновой активности наблюдаются при положительной фазе в декабре и январе, менее благоприятные условия наблюдаются в феврале

Максимальные градиенты зональной компоненты скорости ветра наблюдаются в декабре для положительной фазы.

Кроме того, был выполнен сравнительный анализ начальных полей осредненных температур и зональной компонент ветра на высотах от поверхности земли до 55 км за зимние месяцы (декабрь, январь, февраль) между положительной и отрицательной фазами ТДО. Используются высотно-широтные распределения на основе осредненных значений за декабрь, январь и февраль. По горизонтальной оси представлены широты от тропических до полярных регионов северного полушария, по вертикальной — высота от нижней тропосферы до средней стратосферы. Результаты сравнительного анализа представлены ниже:

## Температура





в)

Рисунок № 4.1.10 Начальное поле разницы  $T_{\text{positive}} - T_{\text{negative}}$  для

а) декабря; б) января; в) февраля.

В декабре (рис. № 4.1.10, а) наиболее выраженные положительные температурные аномалии (до  $+5.0$  K) фиксируются на высоте 15 и 40 км в широтных поясах от  $80^\circ$  до  $90^\circ$  ю.ш. и от  $40$  до  $75^\circ$  с.ш. Это может свидетельствовать о более активных южных переносах в данных широтах в положительную фазу ТДО. В то же время на высоте 50 км в области около  $45$ – $90^\circ$  с.ш., наблюдаются отрицательные аномалии до  $-2.0^\circ$  K, что может быть связано с более устойчивым холодным режимом в арктическом регионе.

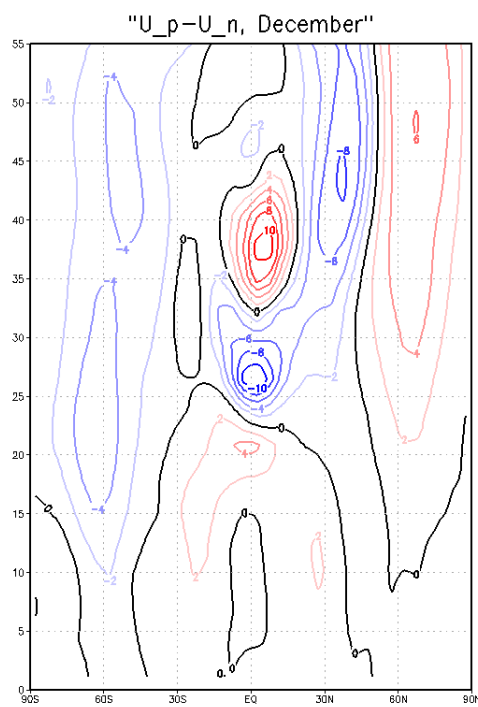
В январе (рис. № 4.1.10, б) температурные аномалии становятся более выраженными в высоких широтах. Максимумы положительных аномалий (до  $+9.0^\circ$  K) отмечены в широтном интервале  $60$ – $90^\circ$  с.ш. на уровнях 36–38 км. Отрицательные аномалии до  $-3.0$  K выявляются в районе  $80$ – $90^\circ$  ю.ш. на высотах 24–29 км.

Февраль по общей картине напоминает январь: температурный максимум (до  $+18.0^{\circ}$  K) прослеживаются в зоне  $70-90^{\circ}$  с.ш. на высотах около 35–38 км, указывая на усиление вертикальной неустойчивости и изменение бароклинных структур. Минимум температур (до  $-12.0^{\circ}$  K) наблюдается высоких широтах южного полушария на высотах 40–45 км.

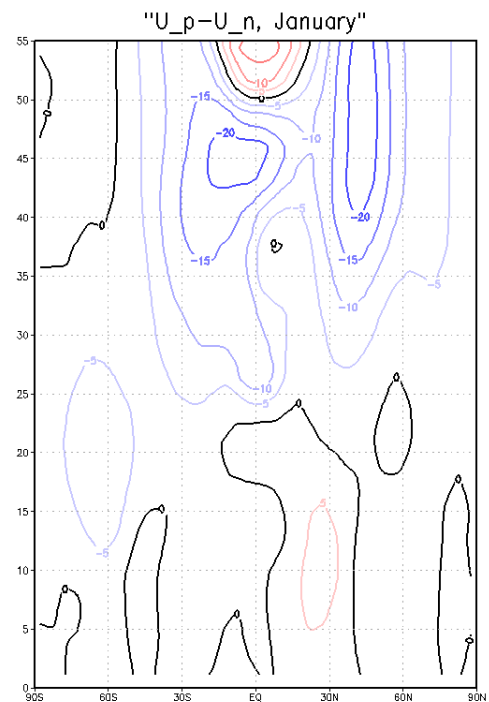
Таким образом, делаем вывод о том, что наибольшее изменение температурного градиента приходится на область северного полушария в широтах  $60-90^{\circ}$  и на высотах 35–45 км. При этом самая большая разница  $+18.0^{\circ}$  K наблюдается в феврале месяце на высотах 35–38 км.

## Зональная компонента

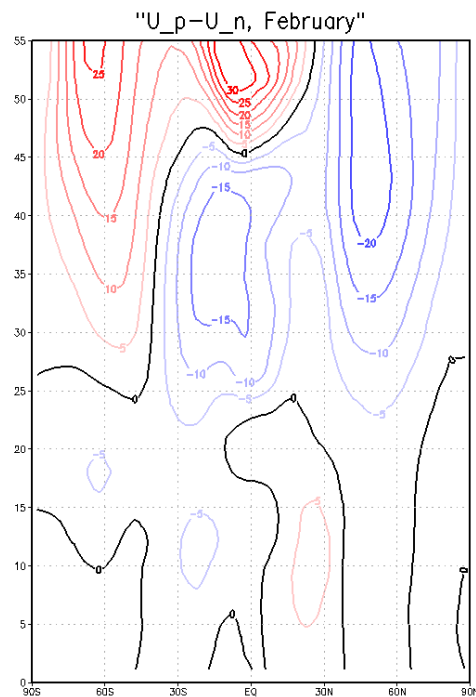
В декабре (рис. № 4.1.11, а) структура различий по U-компоненте демонстрирует значительное усиление запада восточного переноса (положительные аномалии до +10 м/с) в верхней стратосфере (37.5 км) в широтах 0–10° с.ш. Это может свидетельствовать об усилении струйных потоков в положительную фазу ТДО. Одновременно в широтах около 5° ю.ш.–5° с.ш. и на высоте 23 км наблюдаются отрицательные аномалии до –10 м/с.



а)



б)



в)

Рисунок № 4.1.11 Начальное поле разницы  $U_{\text{positive}} - U_{\text{negative}}$  для  
а) декабря; б) января; в) февраля.

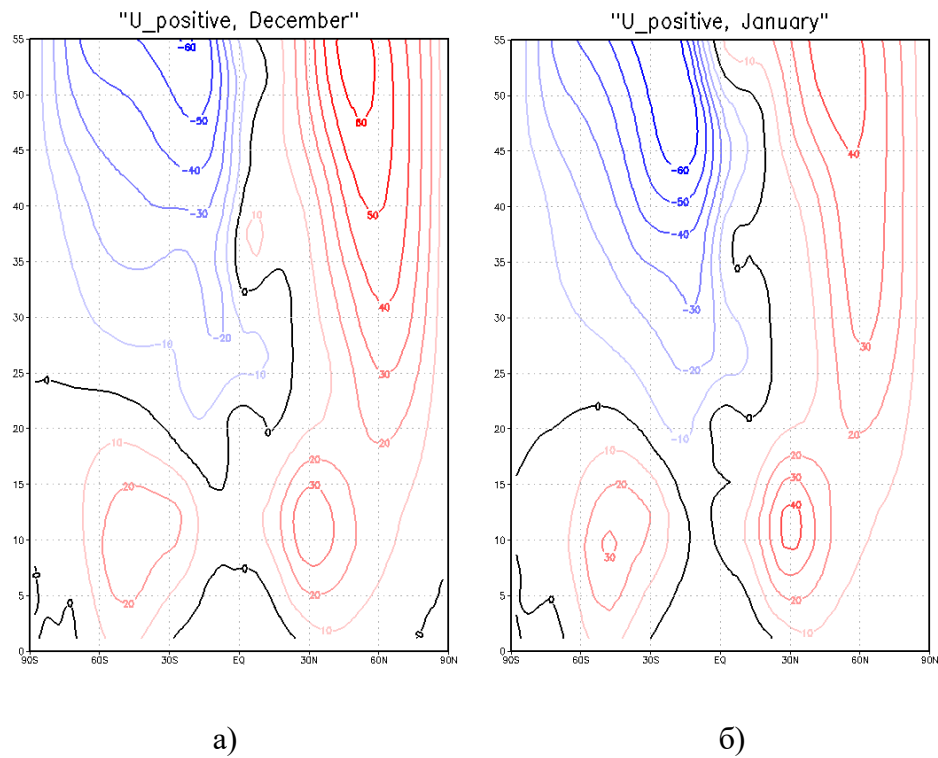
Говоря о зональной компоненте ветра в январе, то рис. № 4.1.11 (б) демонстрирует устойчивое сохранение положительных аномалий до +15 м/с в широтах около  $5^{\circ}$  ю.ш.– $5^{\circ}$  с.ш., на высотах 50–55 км. Отрицательные аномалии U-компоненты наблюдаются в достаточно большой широтной области от  $30^{\circ}$  ю.ш. до  $60^{\circ}$  с.ш. на высотах от 25 до 55 км.

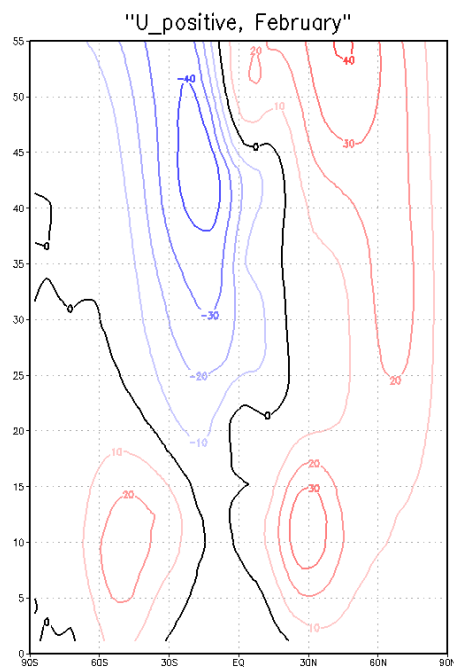
В феврале различия между фазами ТДО по U-компоненте ветра (рис. № 4.1.11, в) остаются значительными. Максимальные положительные аномалии в зоне экватора достигают +25 м/с на высотах около 50 – 55 км в широтах  $0^{\circ}$ – $10^{\circ}$  ю.ш. В то же время отрицательные отклонения (до –10 м/с) продолжают доминировать в области  $30^{\circ}$ – $70^{\circ}$  с.ш. на высотах от 27 до 55 км, что может быть связано с ослаблением струйных течений в отрицательную фазу ТДО, а также в широтах  $0^{\circ}$  –  $30^{\circ}$  ю.ш. на высотах 25–45 км.

Проанализировав разницу в полях зональной компоненты ветра, делаем вывод о том, что самые сильные колебания компоненты между двумя фазами приходятся на экваториальную зону на высотах от 30 до 55 км. Также, как и для температуры, самые большие градиенты наблюдаются в феврале: 30 м/с на высотах 50-55 км и -20 м/с на высотах 37-55 км. При этом минимум наблюдается не в экваториальной зоне, а в северном полушарии на широтах 40-50°.

Если с аномалиями температуры ситуация ясна, то для зонального ветра будет лучше рассмотреть поля осредненных значений U-компоненты отдельно для каждой фазы, чтобы оценить являются ли условиями благоприятными для распространения волн.

Были получены следующие широтно-высотные разрезы:





в)

Рисунок № 4.1.12 Начальное поле  $U_{\text{positive}}$  для  
а) декабря; б) января; в) февраля.

Из представленных графиков видим, что во все зимние месяцы в широтах от 20 до 90° с.ш. наблюдается западное направление зональной компоненты, значения скоростей в январе и феврале не превышают 40 м/с на высотах 50-55 км, в то время как в декабре на этих же высотах в пределах широт 45-60° с.ш. наблюдаются скорости ветра 60 м/с, что может стать препятствием для распространения волн.

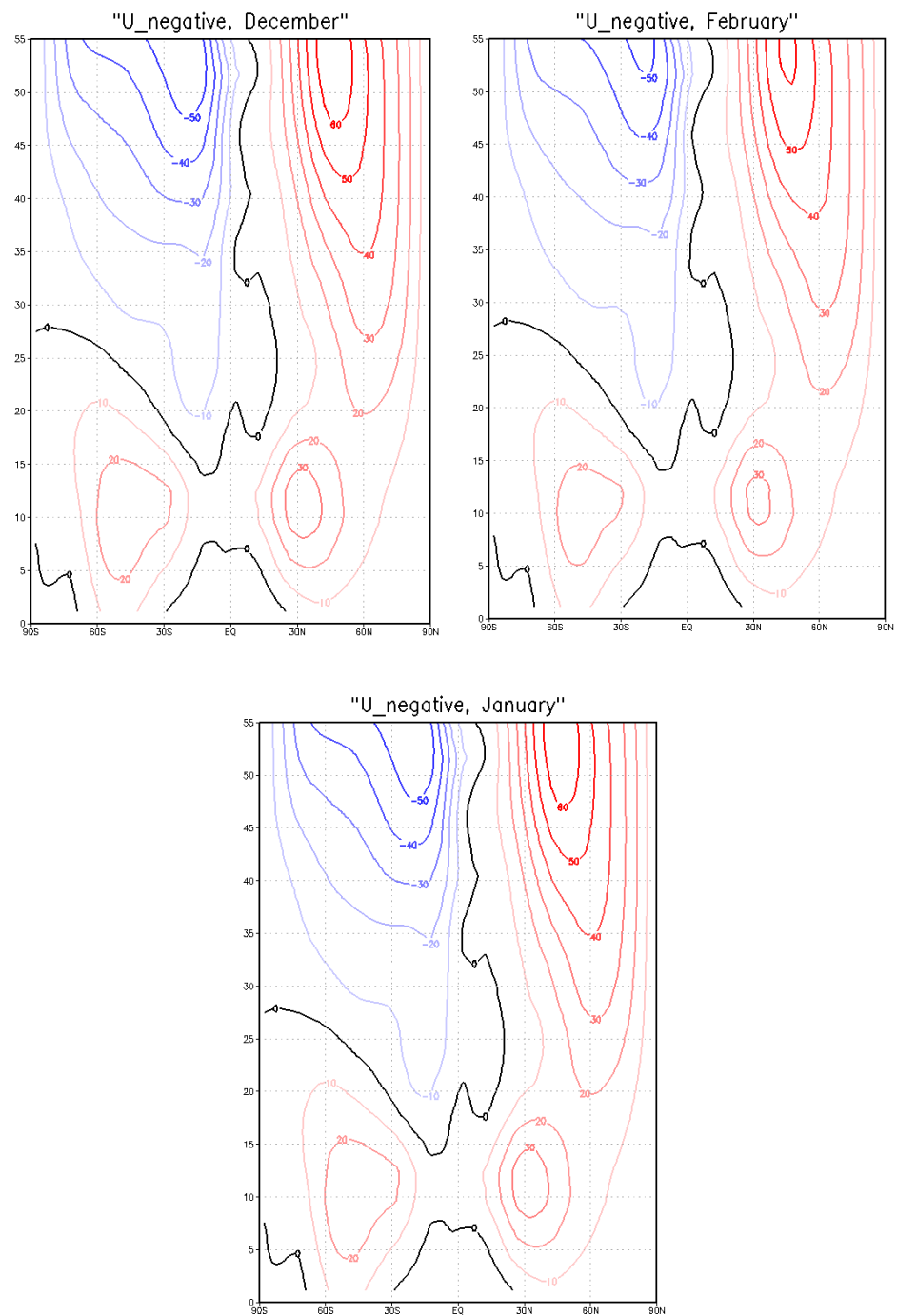


Рисунок № 4.1.13 Начальное поле  $U_{\text{negative}}$  для  
а) декабря; б) января; в) февраля.

При отрицательной фазе индекса ТДО в декабре и январе наблюдаем одинаковую картину в распределении зонального ветра с высотой, в феврале ситуация немного изменяется – зона, где фиксируются значения выше 60 м/с уменьшается.

Обобщая всё выше сказанное, можем сделать вывод о том, что как в положительной, так и в отрицательной фазе ТДО наблюдаемые значения зональной компоненты ветра в зимние месяцы являются благоприятными для распространения и генерации волн за исключением сегмента имеющего координаты  $45\text{--}60^\circ$  на высотах  $40\text{--}55$  км в зависимости от месяца.

Наибольшее изменение температурного градиента приходится на область северного полушария в широтах  $60\text{--}90^\circ$  и на высотах  $35\text{--}45$  км. При этом самая большая амплитуда  $20^\circ$  К наблюдается в феврале месяце на высотах  $35\text{--}38$  км, затем идет январь с разницей  $18.0^\circ$  К на высотах  $35\text{--}37$  км и менее выраженная разница наблюдается в декабре и составляет  $8.0^\circ$  К на высотах  $38\text{--}41$  км.

Это всё говорит о том, что при положительной фазе Тихоокеанской декадной осцилляции волновая активность должна быть выше, нежели чем при отрицательной.

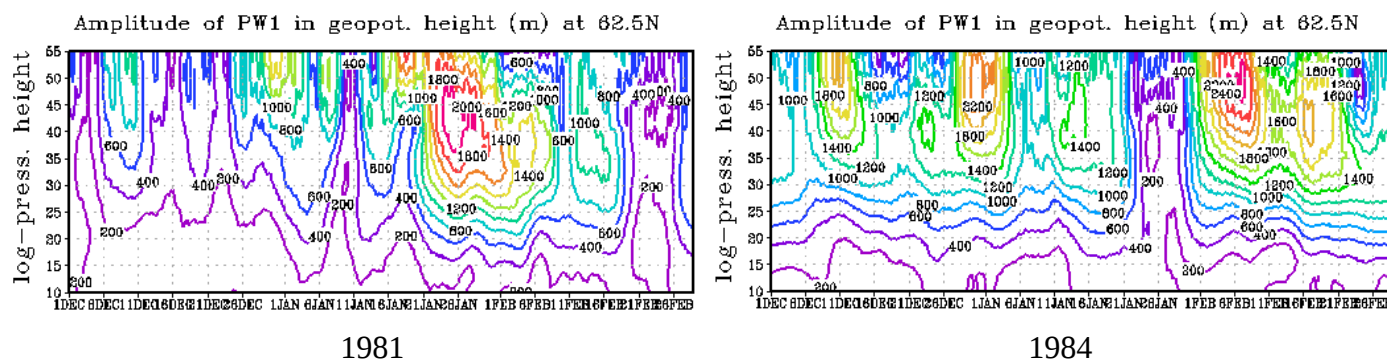
## 4.2 Изменение волновой активности с учетом фазы ТДО

Для того, чтобы оценить как Тихоокеанская декадная осцилляция влияет на пространственно-временную изменчивость волновой активности в зимний период в Северном полушарии, при помощи разложения в ряд Фурье из поля геопотенциальной высоты были выделены волновые составляющие по долготе из данных реанализа MERRA-2. Таким образом, мы получили долготные вариации в виде гармонических колебаний

Для исследования была выбрана широта  $62.5^\circ$ , т.к. именно на этой широте и близь её, как правило, наблюдается самая высокая волновая активность в зимний период за счёт того, что контраст температур между полюсом и экватором наибольший, чем в любое другое время года.

Полученные амплитуды стационарных планетарных волн с зональными волновыми числами  $m = 1$  и  $2$  представлены на рисунках ниже.

### Положительная фаза



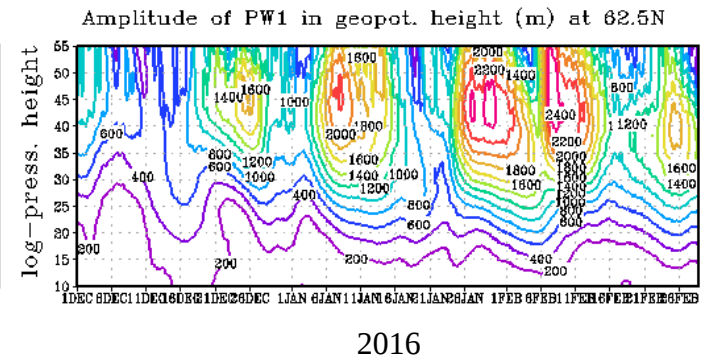
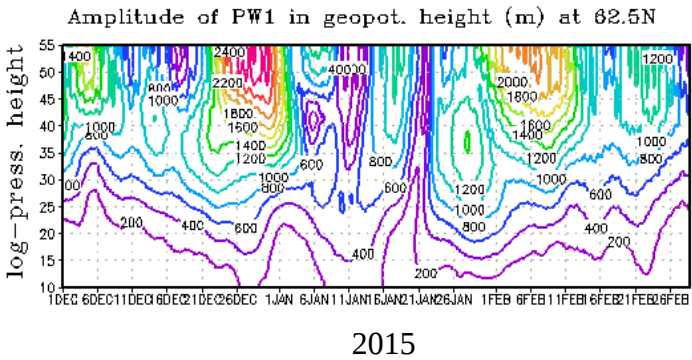
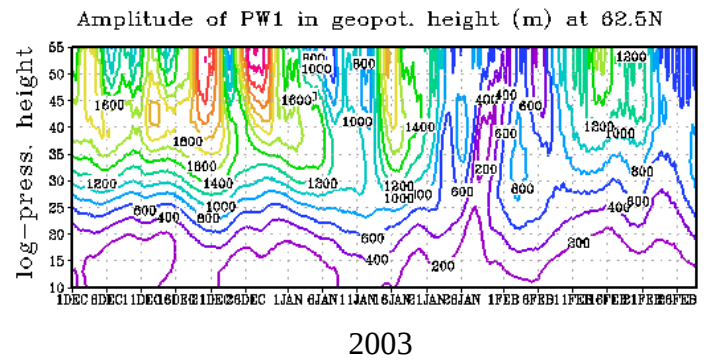
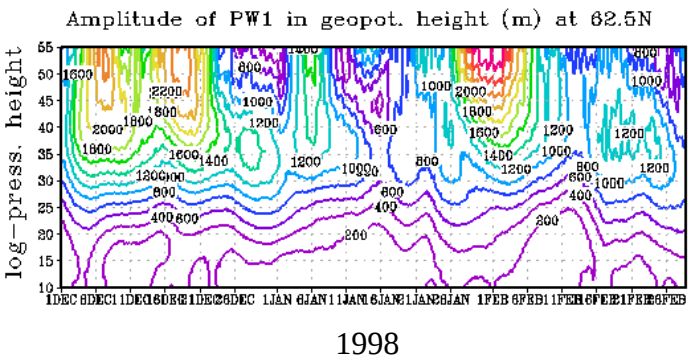
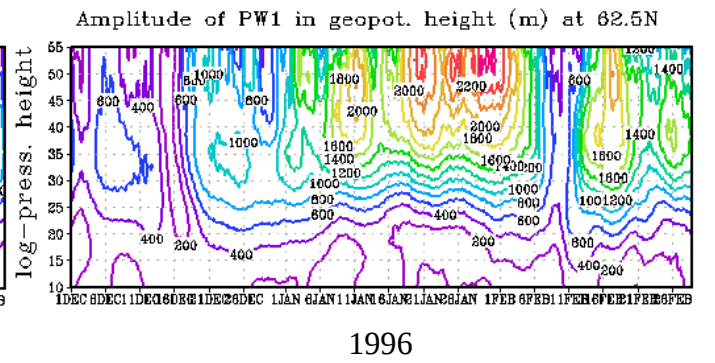
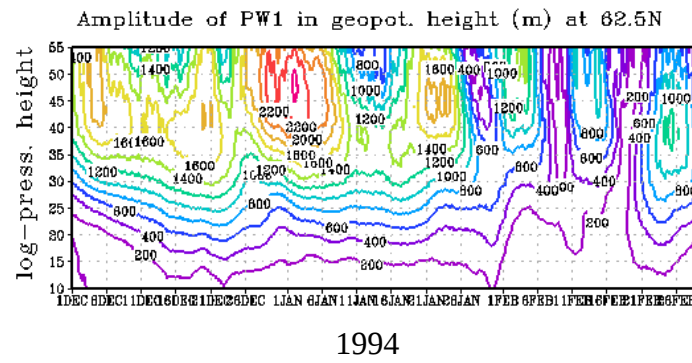
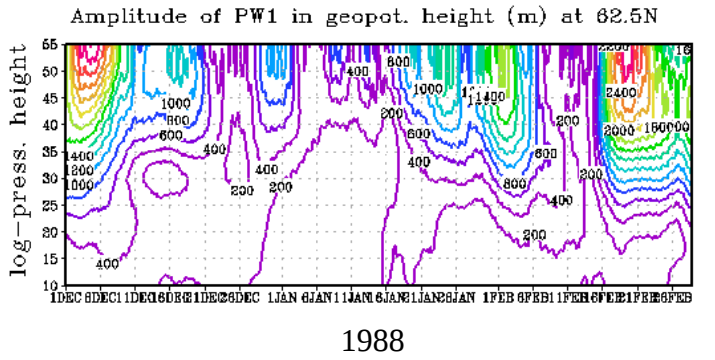
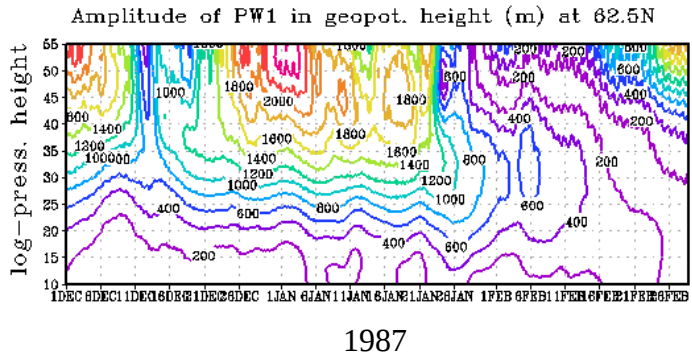
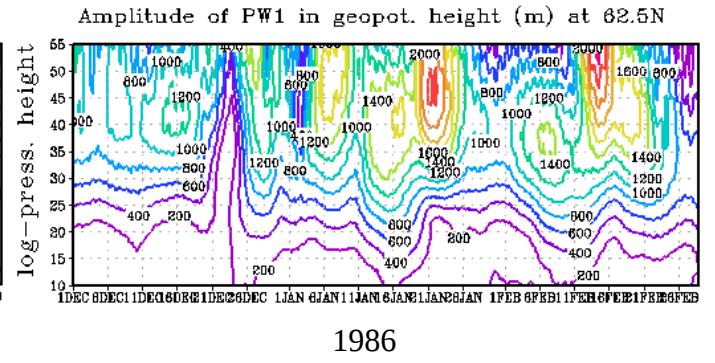
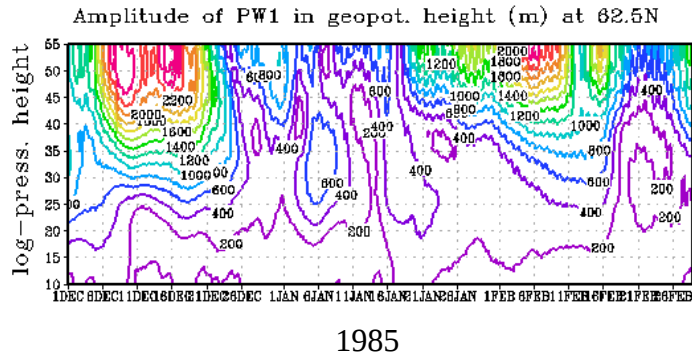
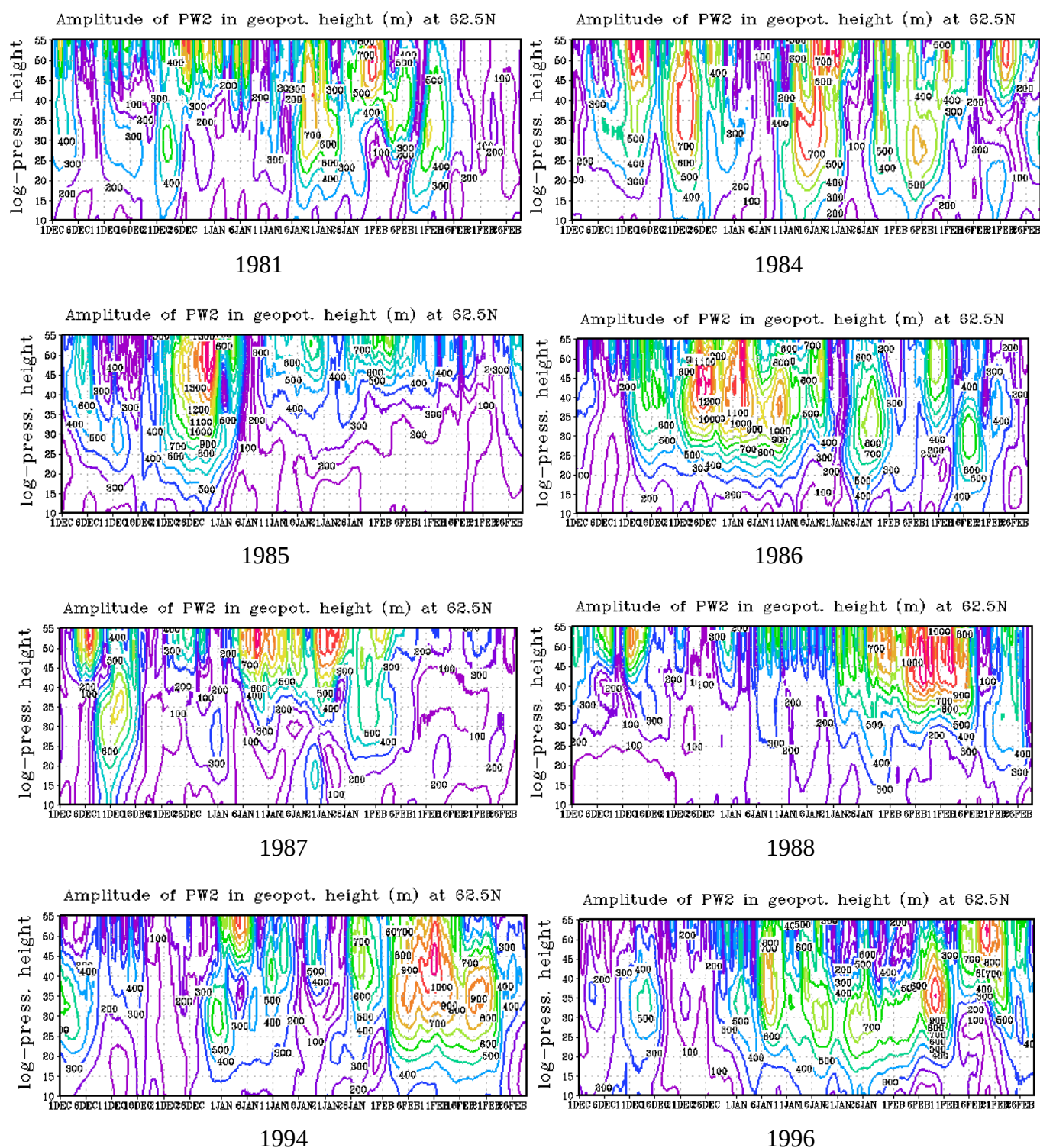


Рисунок № 4.2.1 Временной ход амплитуды волны 1 при положительной фазе ТДО в зимние месяцы на широте 62.5°

Анализируя полученные графики временного хода амплитуды волны 1 в положительную фазу ТДО можем сделать заключение о том, что фаза осцилляции не оказывает влияния на временное распределение максимумов и минимумов амплитуды волны.



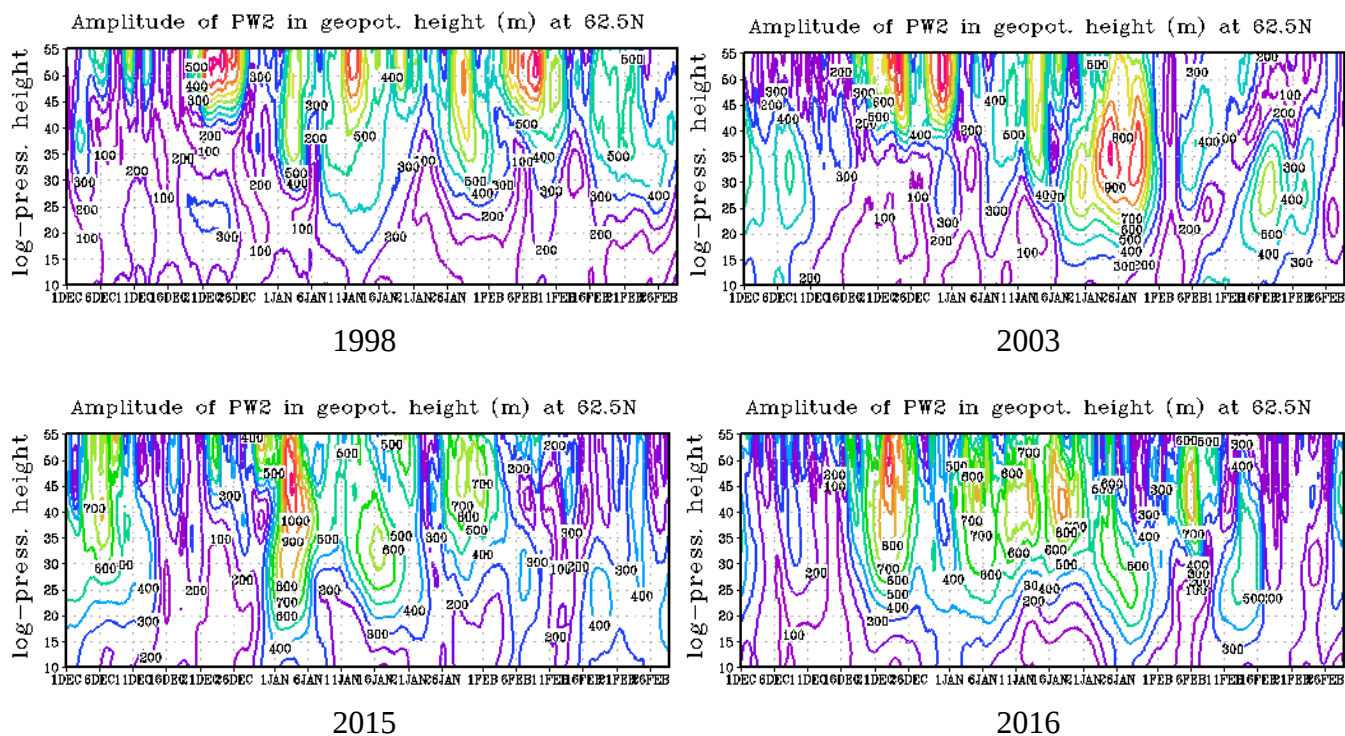
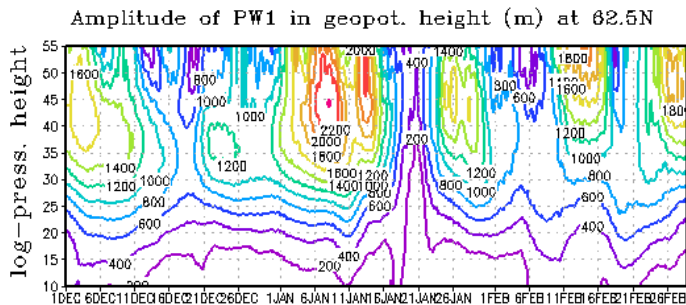


Рисунок № 4.2.2 Временной ход амплитуды волны 2 при положительной фазе ТДО в зимние месяцы на широте 62.5°

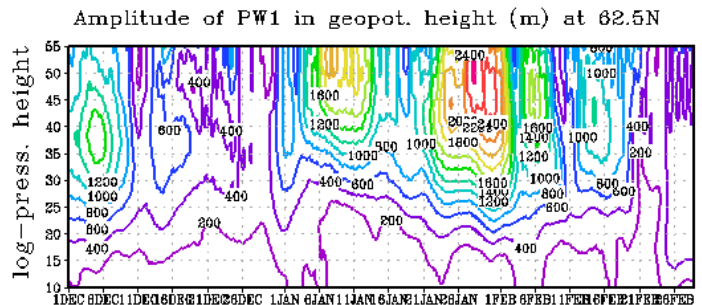
Для волны 2 ситуация аналогична: фаза Тихоокеанской декадной осцилляции не оказала влияния на временное распределение максимумов и минимумов амплитуды волны. Единственное, что можно отметить, что при волновом числе равном 2, в сравнении с волной с  $m=1$ , амплитуды выше и в целом волновая активность сильнее.

Как для волны 1, так и для волны 2 самые высокие значения амплитуд преимущественно наблюдаются на высотах 50-55 км.

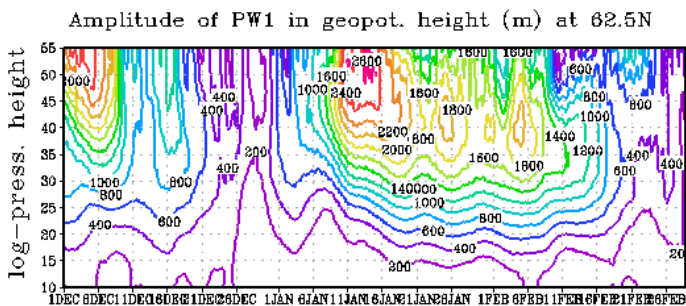
## Отрицательная фаза



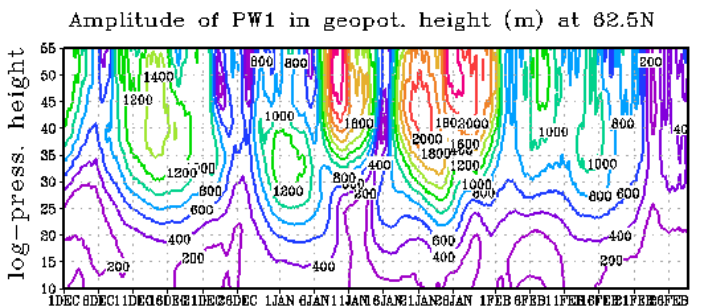
1982



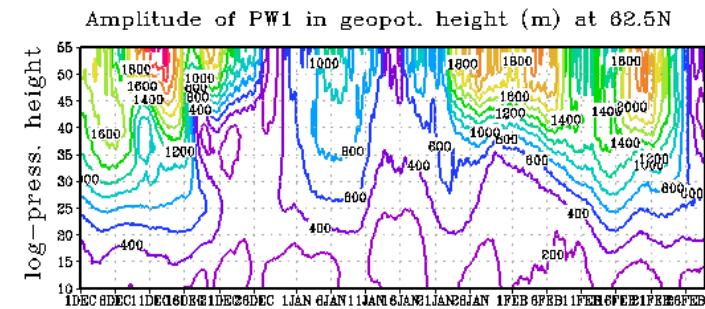
1989



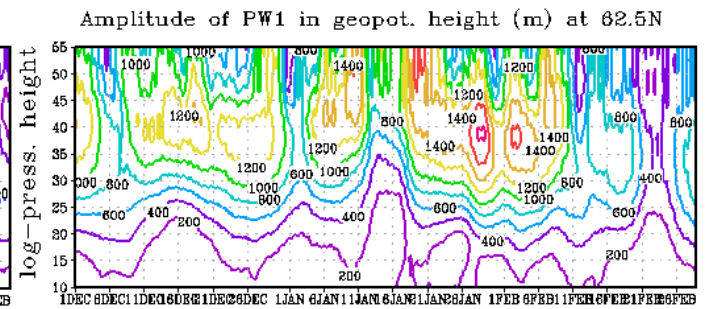
1990



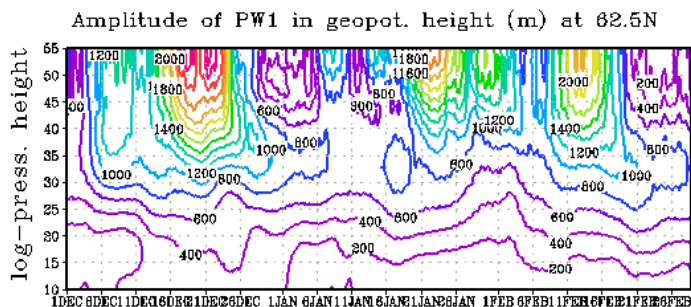
1991



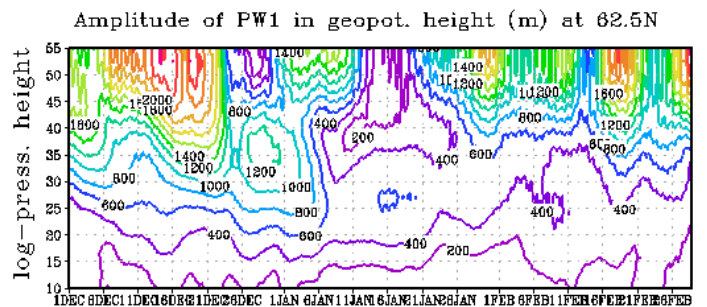
1999



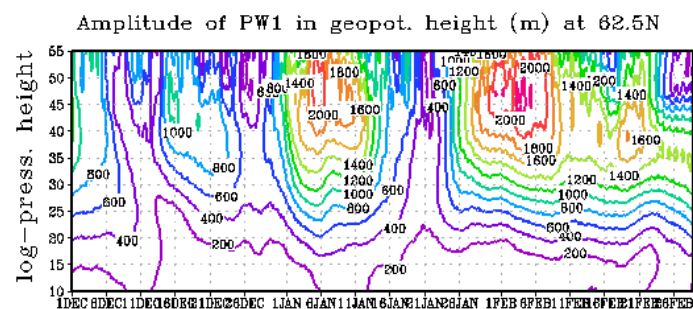
2000



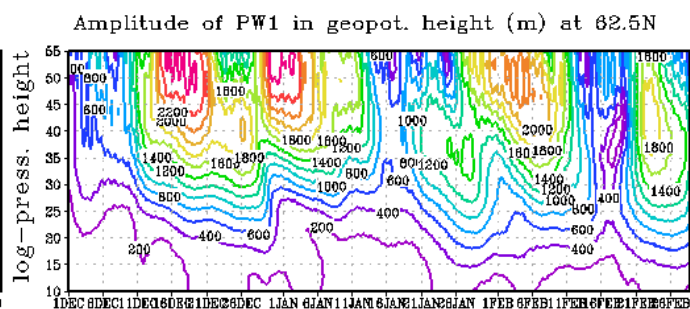
2002



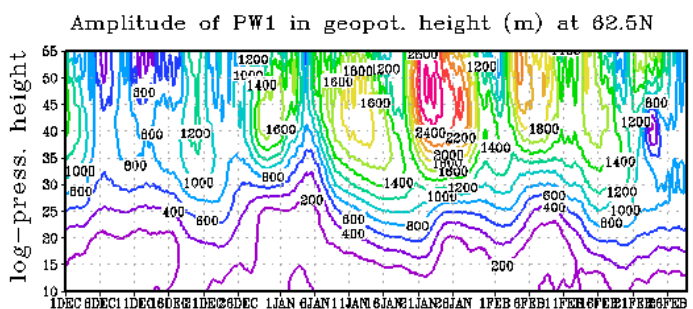
2004



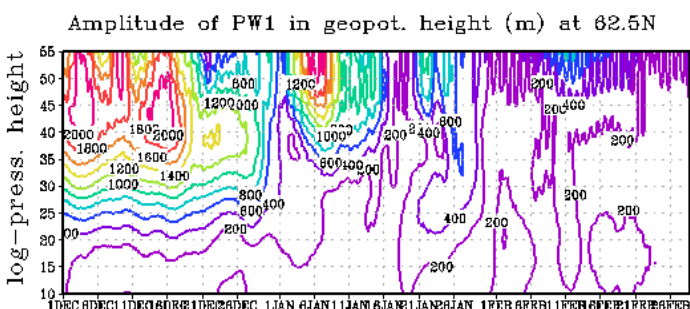
2005



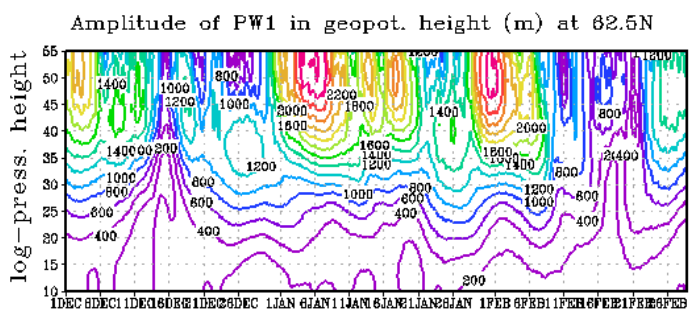
2007



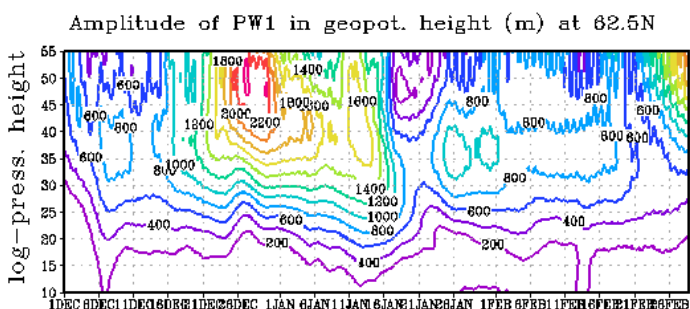
2008



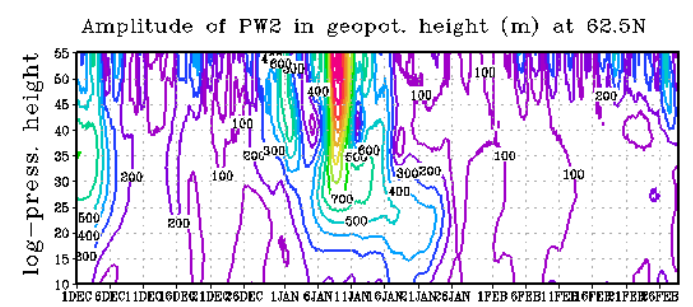
2009



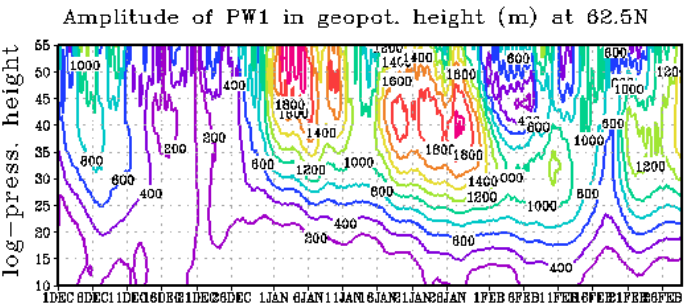
2011



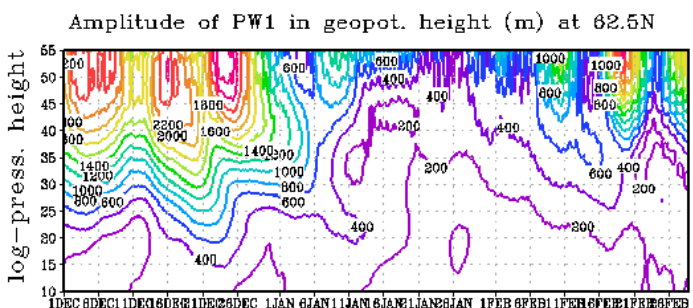
2012



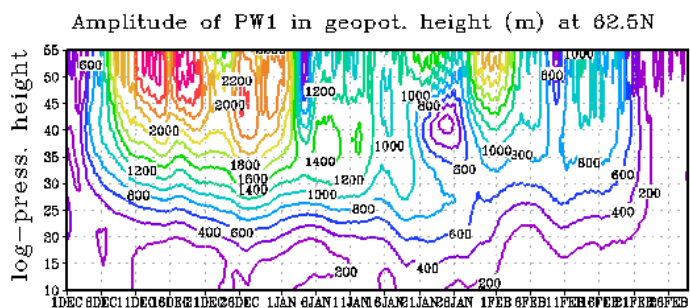
2013



2014



2019



2021

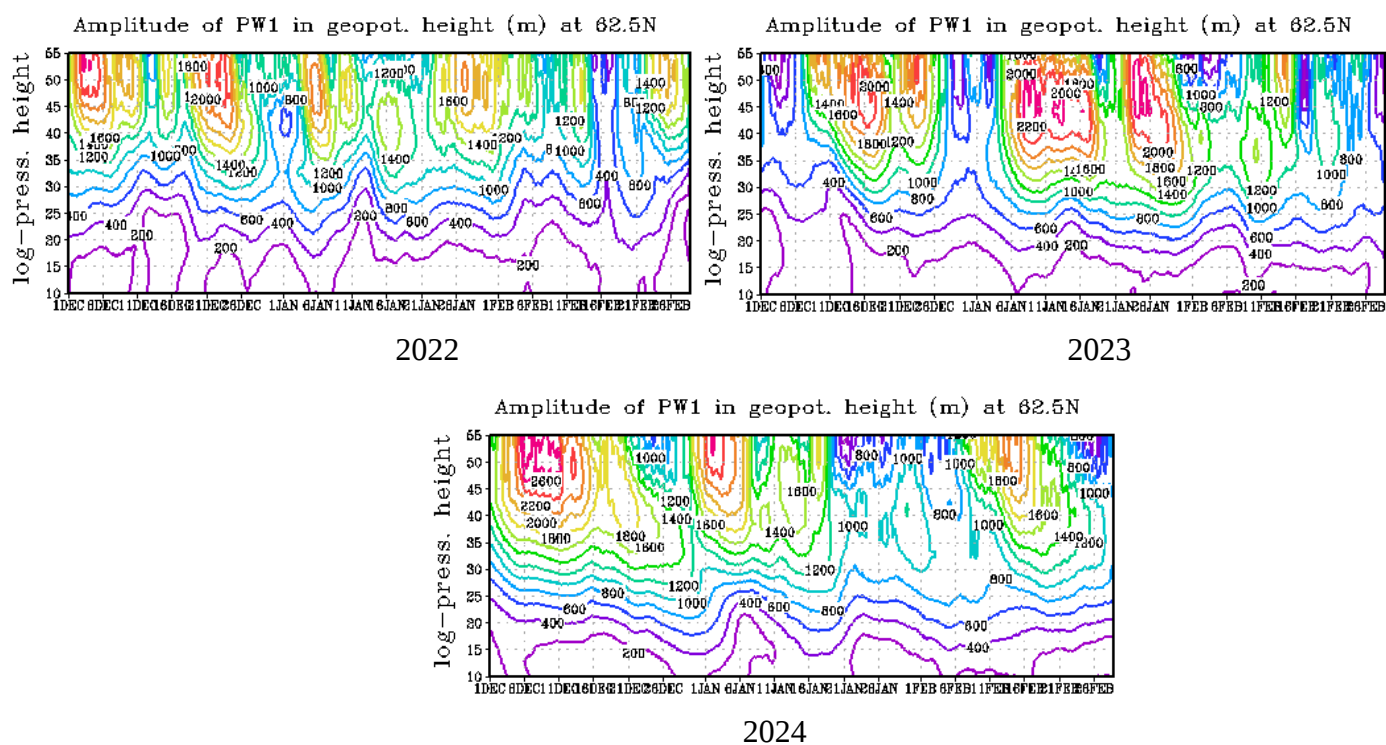
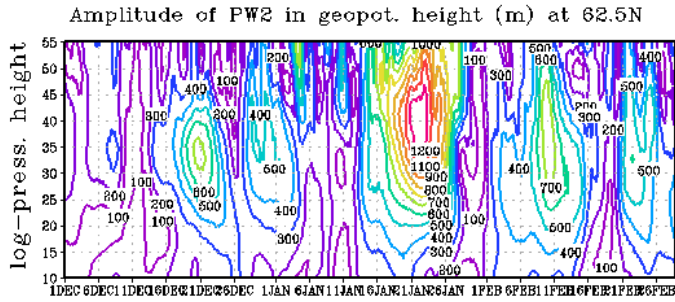
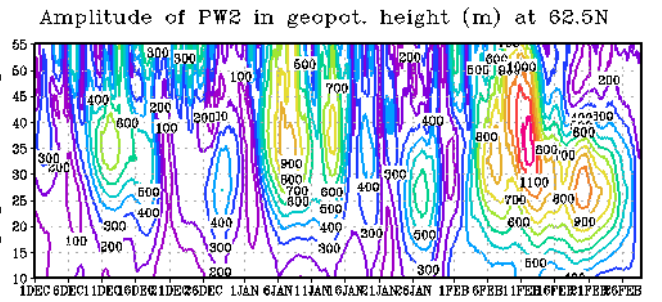


Рисунок № 4.2.3 Временной ход амплитуды волны 1 при отрицательной фазе ТДО в зимние месяцы на широте 62.5°

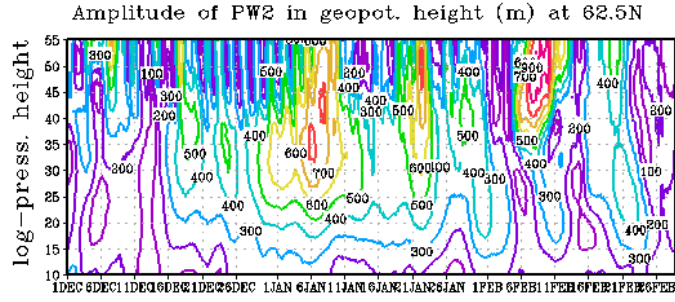
Анализируя полученные графики временного хода амплитуды волны 1 в отрицательную фазу ТДО приходим к выводу аналогичному для положительной фазы: каких-либо закономерностей в временном распределении максимумов и минимумов амплитуды волны выявлено не было.



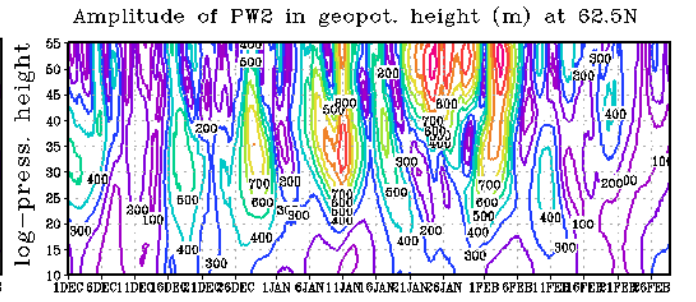
1982



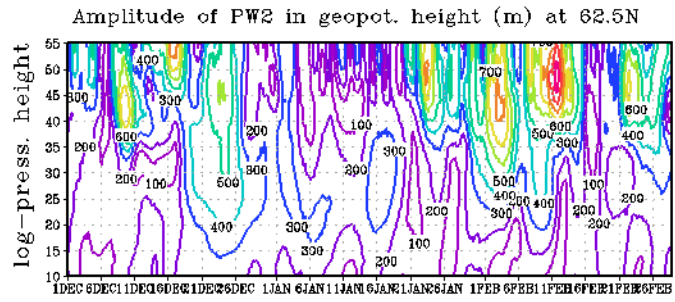
1989



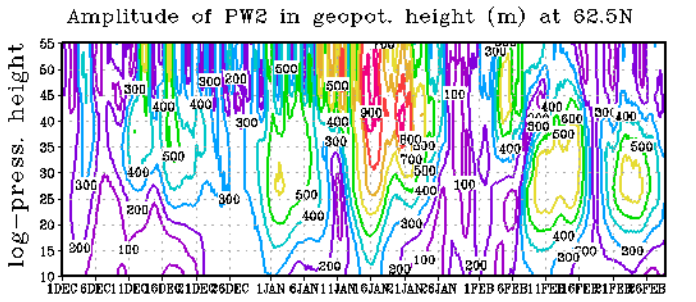
1990



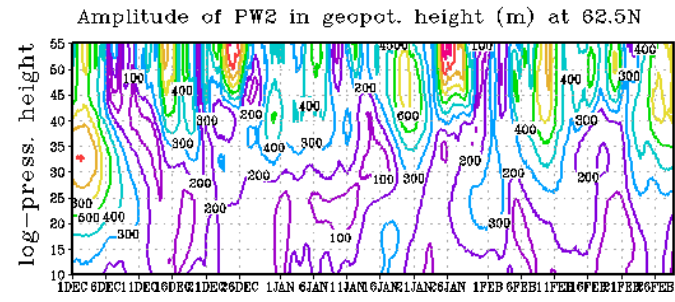
1991



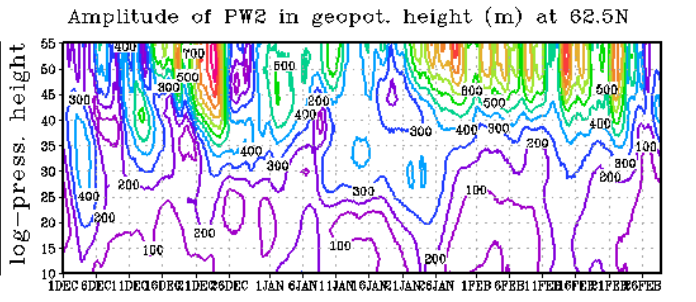
1999



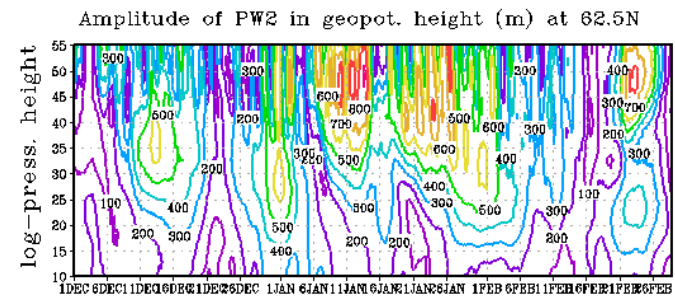
2000



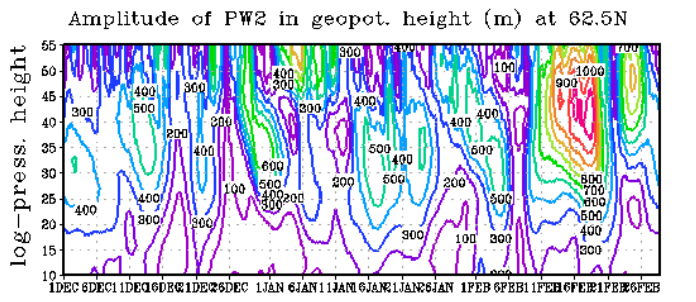
2002



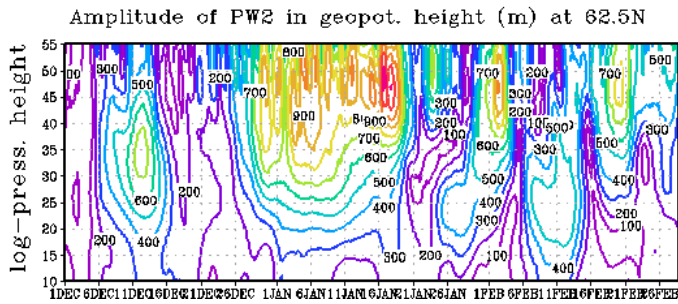
2004



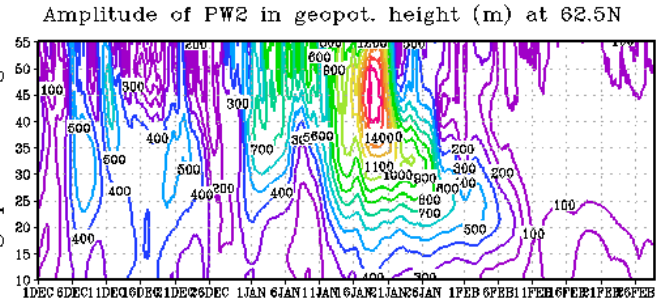
2005



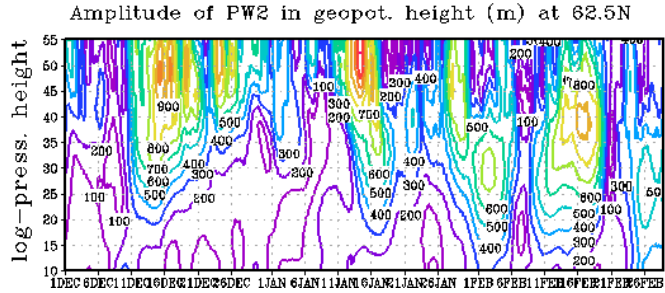
2007



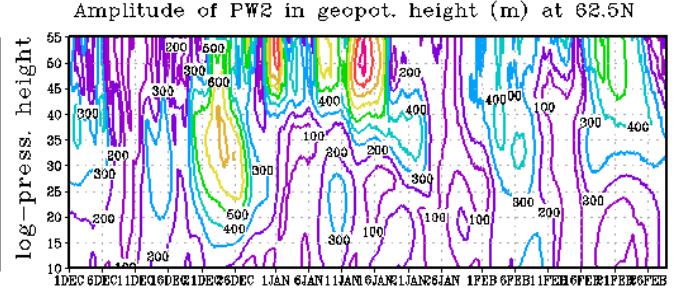
2008



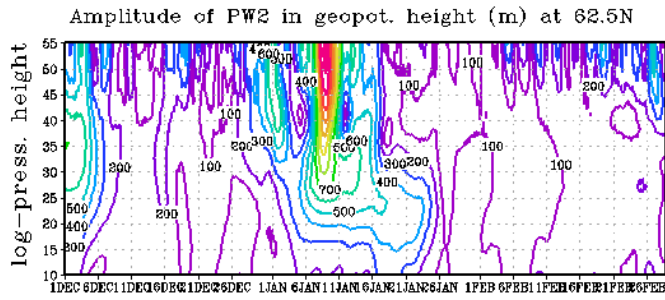
2009



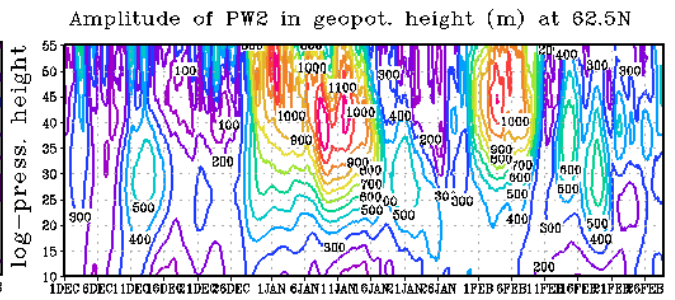
2011



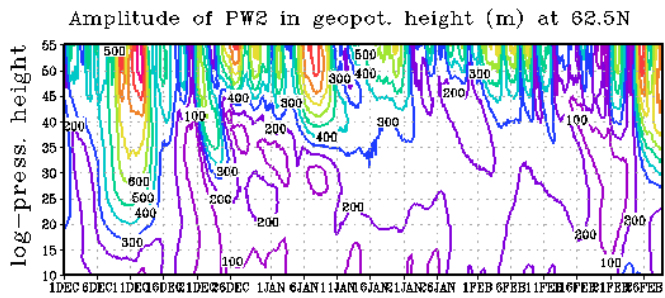
2012



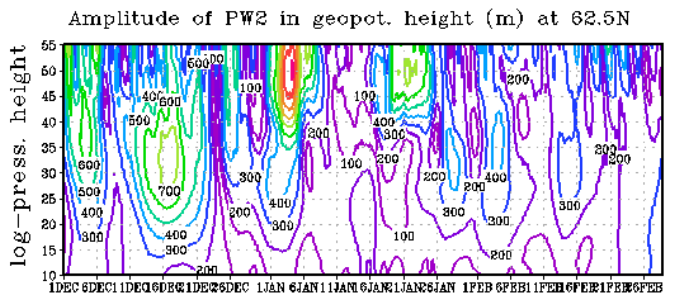
2013



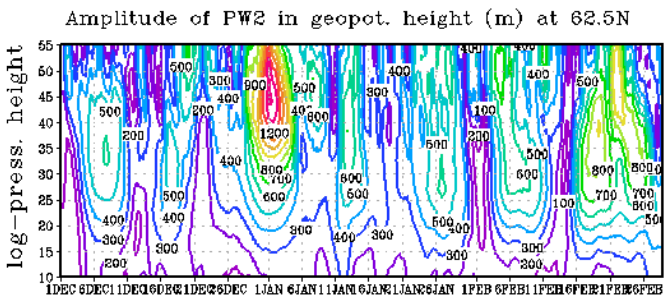
2014



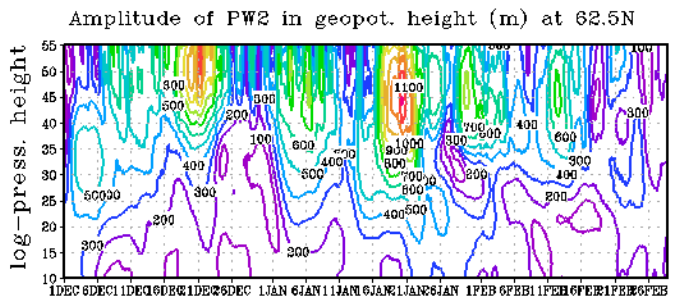
2019



2021



2022



2023

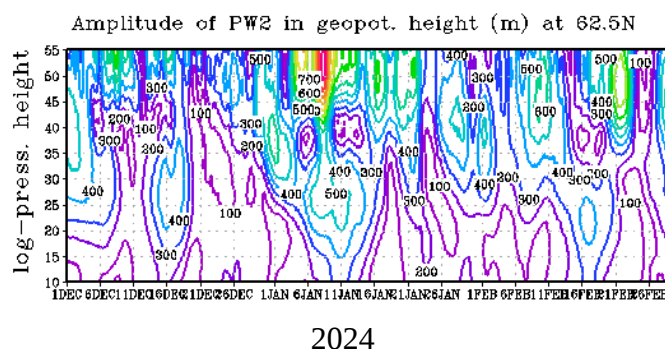


Рисунок № 4.2.4 Временной ход амплитуды волны 2 при отрицательной фазе ТДО в зимние месяцы на широте 62.5°

Аналогичная ситуация наблюдается для волны 2. Закономерностей временного распределения экстремумов амплитуды волны в зависимости от фазы выявлено не было. Также, как и для положительной фазы, отметим, что при волновом числе равном 2, в сравнении с волной с  $m=1$ , амплитуды выше и волновая активность сильнее.

Как для волны 1, так и для волны 2 самые высокие значения амплитуд в большинстве случаев наблюдаются на высотах 45-55 км.

Проводя сравнительный анализ временного хода амплитуды в положительную и отрицательную фазы ТДО приходим к заключению, что фаза осцилляции не оказывает влияние на распределение во времени экстремумов амплитуды волны.

Как для отрицательной, так и для положительной фазы было отмечено, что в основном пиковые значения амплитуды волн 1 и 2 наблюдаются на высотах 45-55 км.

Далее мы выбрали наиболее продолжительные периоды, когда в зимний сезон наблюдалась положительная или отрицательная фаза ТДО. Такими периодами для положительной фазы стали года с 1980 по 1988, а для отрицательной – с 2019 по 2024 гг. Затем были построены вертикальные профили осредненных за декабрь амплитуд волны 1 и 2 за каждый год из указанных периодов:

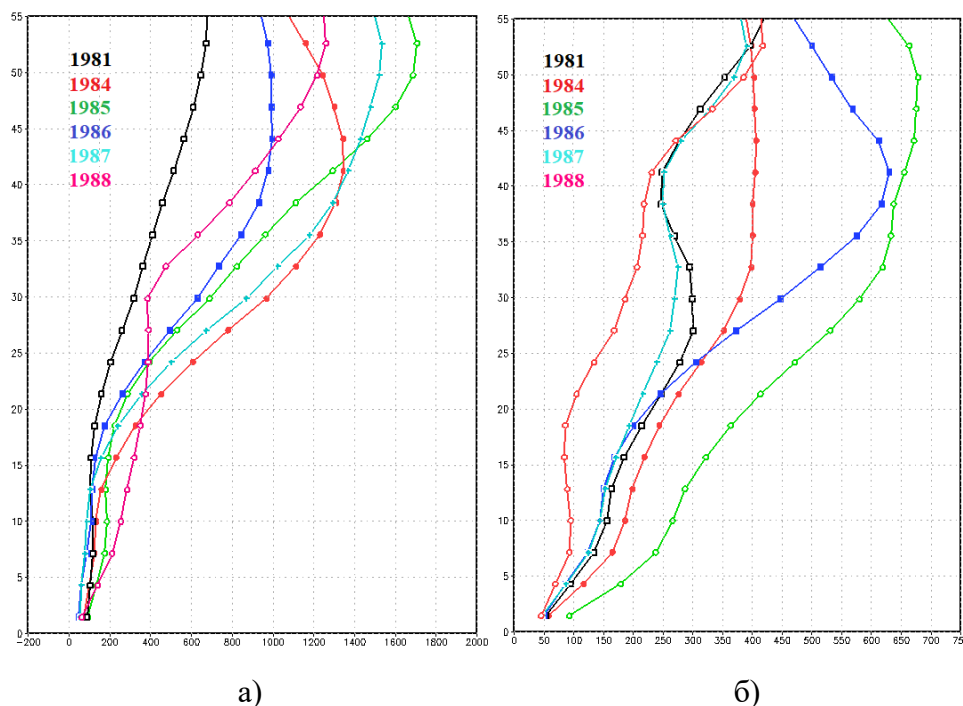


Рисунок № 4.2.5 Вертикальные профили амплитуды волны 1 (а) и 2 (б) при положительной фазе ТДО за декабрь на широте 62.5°.

Вертикальные профили амплитуды волны 1 и 2 в положительной фазе ТДО характеризуется быстрым увеличением скорости роста амплитуды, начиная с высот 20-25 км. Это говорит о том, что зональный поток смодулирован таким образом, что позволяет амплитуде расти так быстро.

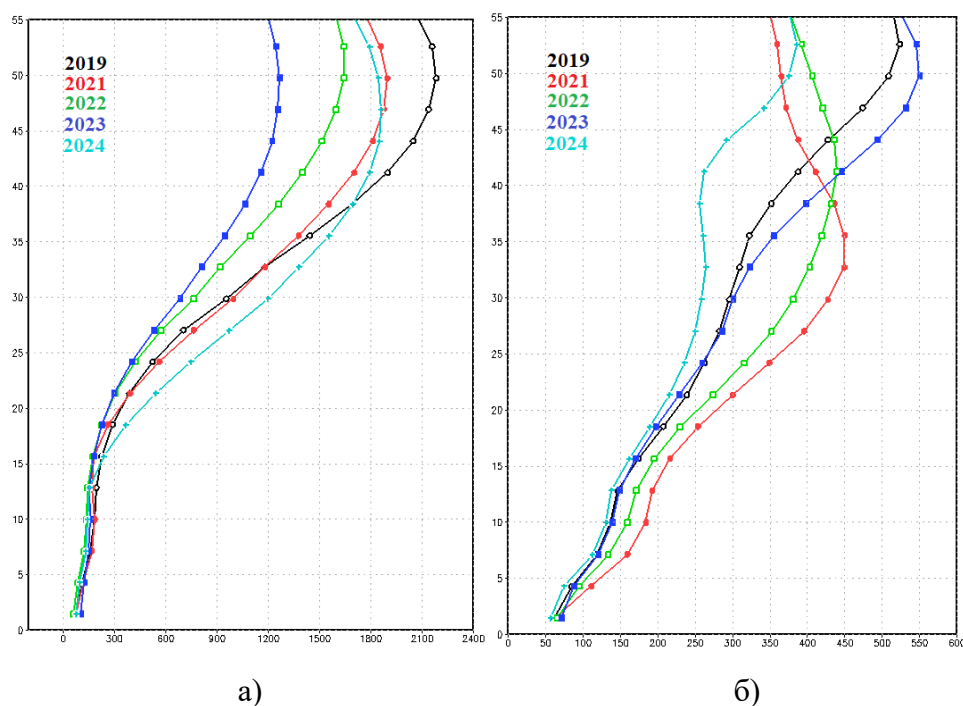


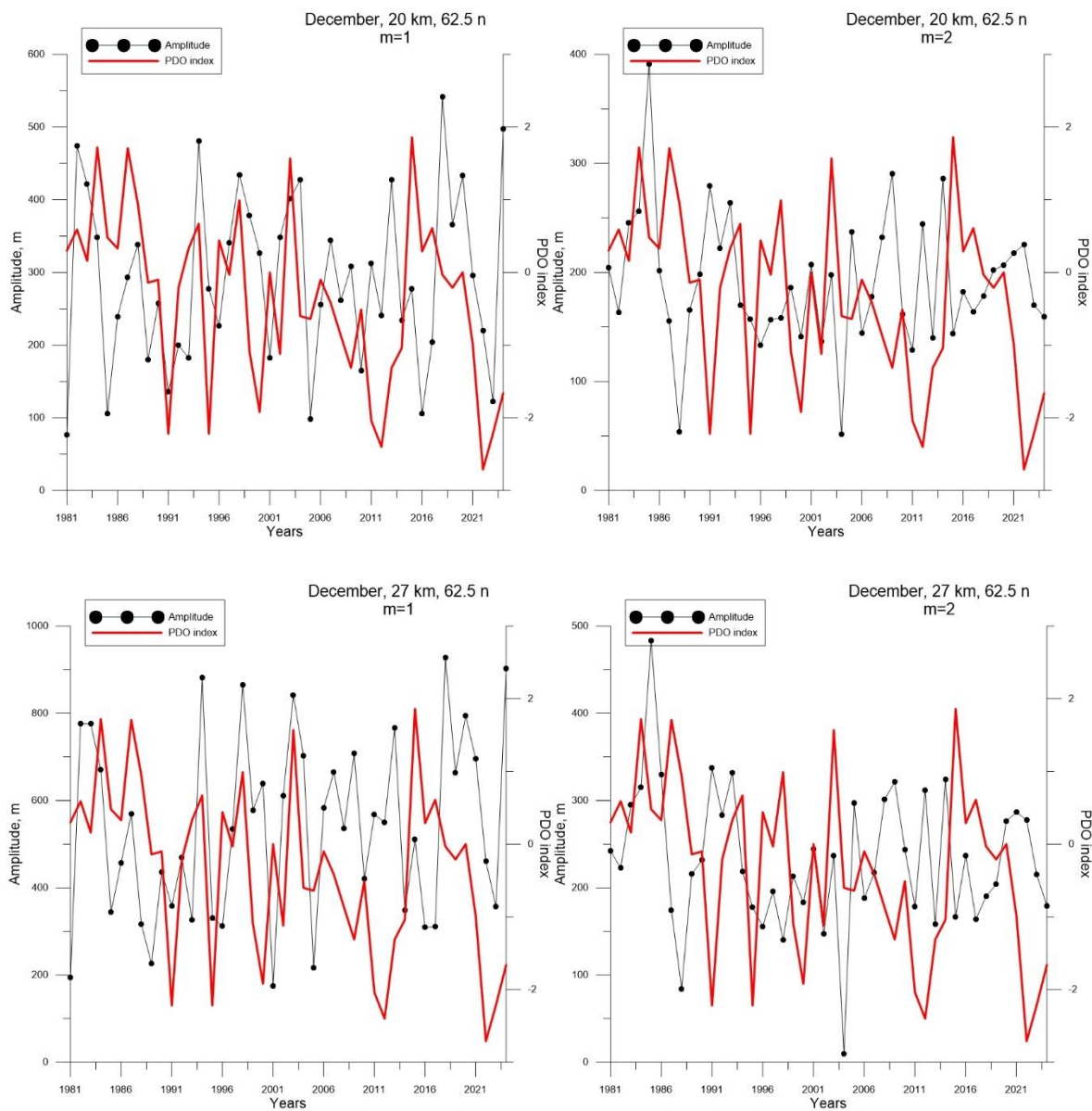
Рисунок № 4.2.6 Вертикальные профили амплитуды волны 1 (а) и 2 (б) при отрицательной фазе ТДО за декабрь на широте 62.5°.

В отличие от положительной фазы, амплитуда волны 1 растёт плавно с высотой и ускоряется на высотах 35-40 км.

Можно отметить, что межгодовая изменчивость при положительной фазе больше, чем при отрицательной: при отрицательной фазе до высоты 20 км кривые амплитуд волн 1 и 2 ведут себя практически одинаково, в сравнении с отрицательной фазой, где уже в тропосферном слое наблюдаются большая изменчивость.

Обобщая вышесказанное, делаем вывод, что при изменении фазы ТДО наблюдаются принципиально разные условия для распространения волны вверх. В годы с положительной фазой наблюдается резкий скачок на высотах 20-25 км, скорость роста амплитуды волны большая. При отрицательной фазе кривая амплитуды плавно увеличивается и растёт за счёт уменьшения плотности.

#### 4.4. Связь волновой активности и фазы индекса ТДО



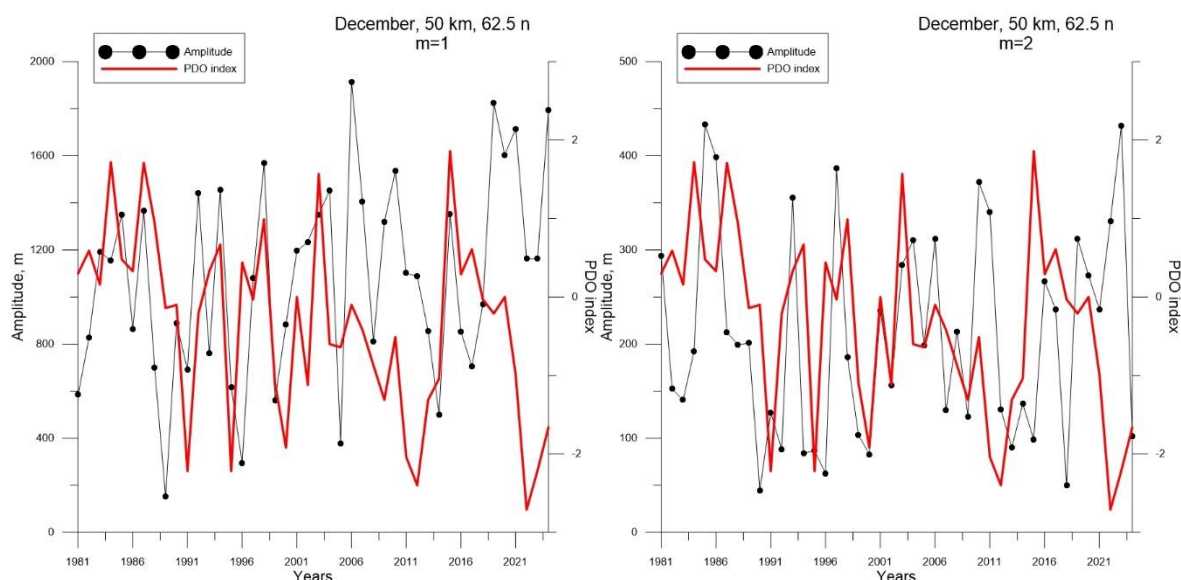


Рисунок № 4.4.1 Временной ход амплитуды волн 1 и 2, а также индекса ТДО за декабрь месяц с 1981 по 2024 гг.

Первое, что хотелось бы отметить – это то, что декабрь является лучшим месяцем для анализа связи двух характеристик, т.к. с 1981 по 2024 гг. ВСП в этот месяц наблюдалось всего 1 раз – в 1998, а значит в декабре практически исключено влияние этого явления на волновую активность.

Также мы можем заметить, что ход амплитуды волны практически не меняется для высот 20 и 27 км, но для высоты 50 км претерпевает изменения, амплитуды растут из чего следует, что на больших высотах действуют более благоприятные условия для распространения волн, чем на более низких. Особенно ярко это видно на примере 2004 года, когда для волны 2 на высотах 20 и 27 км значения амплитуды составляли 30-50 гпм, а на высоте 50 км это значения уже равнялось примерно 320 гпм.

При всём при этом, действительно высокие значения волновой активности наблюдались на высоте 50 км для волны 1. Максимальное значение составило ~1900 гпм при значении индекса около нуля. Если мы рассмотрим этот график в целом, то увидим, что на большей части рассматриваемого периода наблюдались отрицательные значения индекса, а в отрицательной фазе зональный ветер ослабевает, формируя неблагоприятные условия для вертикального распространения волн. Таким образом, можно

предположить, что пиковые значения амплитуд в 2006, 2019 и 2024 гг. были обусловлены теплой фазой ЭНЮК. В эти годы значение индекса ONI составило +0.62, +0.75 и +1.64. соответственно.

Хоть для волны 2 значения амплитуд не являются таким же значительными, но тут тоже хорошо прослеживается связь фаз индекса и амплитуд. В основном все «скачки» амплитуды приходятся на положительные значения индекса ТДО. Конечно, в отдельные годы, например, 2010 и 2023 мы можем видеть, что наблюдается обратная корреляция (высокое значение амплитуды при отрицательной фазе), но это может быть связано с благоприятным фоном (зональный ветер не более 50 м/с и положительная фаза ЭНЮК) для развития волн.

Таблица № 4.4.1

Значения амплитуд и индекса ТДО для волны 1 на высоте 50 км в декабре

| Максимумы |                |            | Минимумы |                |            |
|-----------|----------------|------------|----------|----------------|------------|
| Год       | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО | Год      | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО |
| 2006      | 1913           | -0.1       | 1989     | 151            | -0.14      |
| 2019      | 1824           | -0.21      | 1996     | 293            | 0.44       |
| 2024      | 1794           | -1.66      | 2005     | 378            | -0.64      |
| 2021      | 1714           | -0.99      | 2014     | 500            | -1.04      |
| 2020      | 1603           | 0.00       | 1999     | 559            | -1.09      |

Значения амплитуд и индекса ТДО для волны 2 на высоте 50 км в декабре

| Максимумы |                |            | Минимумы |                |            |
|-----------|----------------|------------|----------|----------------|------------|
| Год       | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО | Год      | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО |
| 1985      | 433            | +0.48      | 2015     | 105            | 1.51       |
| 2023      | 431            | -2.21      | 2019     | 247            | -0.34      |
| 1986      | 398            | +0.33      | 1991     | 372            | -1.80      |
| 1997      | 386            | -0.03      | 1985     | 466            | 0.87       |
| 2010      | 371            | -0.51      | 2009     | 514            | -1.81      |

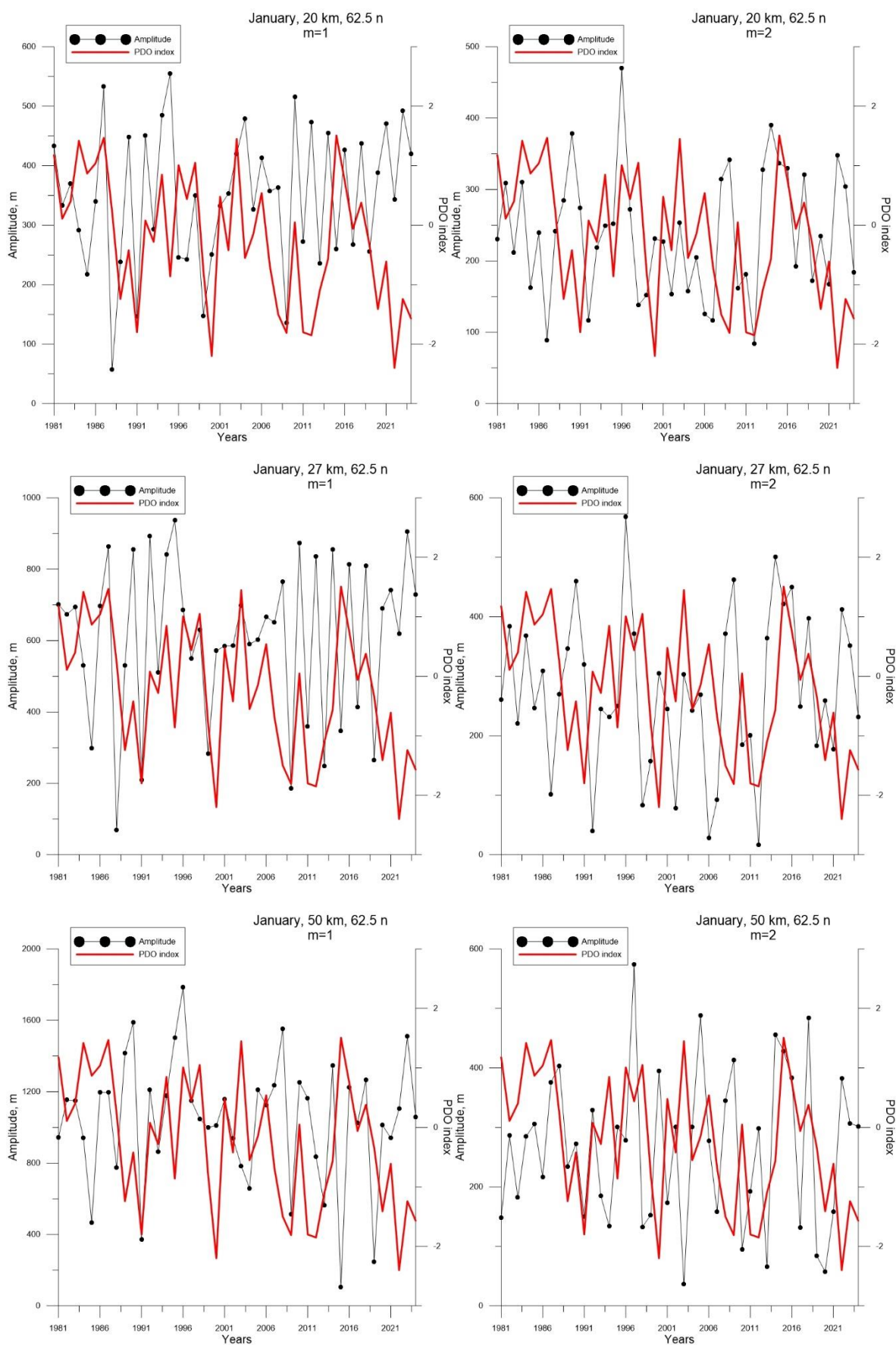


Рисунок № 4.4.2 Временной ход амплитуды волн 1 и 2. а также индекса ТДО за январь месяц с 1981 по 2024 гг.

Январские графики для обеих волн на высотах 20 и 27 км демонстрируют хаотичную динамику и слабую зависимость от индекса ТДО. Анализ этого и последующего месяца осложняется тем, что в эти месяцы влияние на динамику волн велико.

Точно также, как это было и в декабре, для волн 1 и 2 на высотах 20 и 27 км кривая временного хода имеет практически аналогичную форму. На высоте же 50 км мы можем заметить, что в среднем амплитуда волн растет.

Отмечено, что на протяжении января положительная и отрицательная фазы наблюдались примерно в равной степени.

На высоте 50 км для волны 1 видим, что на все пики волновой активности (за исключением 1996 года приходится отрицательное значение индекса ТДО, например:

- В 1995 году амплитуда волны составила примерно 1500 гпм, а значение индекса ТДО составило около -0.90;
- Амплитуда волны 1 в 2008 равнялась примерно 1550 гпм, а индекс ТДО равнялся -1.50;
- В 2023 году амплитуда волны составила также около 1600 гпм, а значение индекса -1.20.

Это опять же говорит о том, что наблюдались благоприятные фоновые условия для развития волн на рассматриваемой широте, т.к. по сути отрицательное значение индекса, причем довольно высокое, должно было «гасить» волновую активность. Например, в 1995 году таким благоприятным фактором могла стать теплая фаза ЭНЮК. (значение индекса ONI составляло +0.96), а в 2008 году этим фактором выступило внезапное стратосферное потепление, которое наблюдалось с 14 января по 1 февраля.

Такая же ситуация прослеживается и для минимумов волновой активности:

- Амплитуда волны в 1985 году равнялась примерно 420 гпм, в то время как индекс ТДО был равен около +1.0.
- В 2015 году амплитуда составляла около 100 гпм, а индекс ТДО равнялся примерно +1.50

Такая низкая волновая активность в 1985, возможно, была следствием холодной фазы ЭНЮК (индекс ONI равнялся -1.04), а 2015 году можно сделать предположение о том, что наблюдался сильный и устойчивый полярный вихрь, но также не исключено влияние каких-либо других факторов.

При анализе волны 2 на высоте 50 км видим, что ситуация становится обратной волне 1 на этой же высоте. Максимумы наблюдаются как в положительной, так и в отрицательной фазе ТДО, но стоит отметить, что отрицательные значения не так уж высоки и достигают -0.57. Минимальные значения амплитуд фиксировались при отрицательной фазе осцилляции, за исключением 2003 года, когда амплитуда и индекс находились в противофазе, возможно, это связано с тем, что этот год наблюдался устойчивый полярный вихрь, а индекс ONI составил -1.12, что соответствует холодной фазе ЭНЮК, а значит волновая активность на рассматриваемой широте была ослаблена.

Таблица № 4.4.2

Значения амплитуд и индекса ТДО для волны 1 на высоте 50 км в январе

| Максимумы |                |            | Минимумы |                |            |
|-----------|----------------|------------|----------|----------------|------------|
| Год       | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО | Год      | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО |
| 1996      | 1785           | +1.01      | 2015     | 105            | +1.51      |
| 1990      | 1588           | -0.42      | 2019     | 247            | -0.34      |
| 2008      | 1552           | -1.5       | 1991     | 372            | -1.80      |

|      |      |       |      |     |       |
|------|------|-------|------|-----|-------|
| 2023 | 1510 | -1.24 | 1985 | 466 | +0.87 |
| 1995 | 1502 | -0.86 | 2009 | 514 | -1.81 |

Значения амплитуд и индекса ТДО для волны 2 на высоте 50 км в январе

| Максимумы |                |            | Минимумы |                |            |
|-----------|----------------|------------|----------|----------------|------------|
| Год       | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО | Год      | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО |
| 1997      | 573            | +0.44      | 2003     | 36             | +1.45      |
| 2005      | 487            | -0.15      | 2020     | 57             | -1.41      |
| 2018      | 483            | +0.38      | 2013     | 65             | -1.1       |
| 2014      | 455            | -0.57      | 2019     | 83             | -0.34      |
| 2015      | 428            | +1.51      | 2010     | 95             | -0.05      |

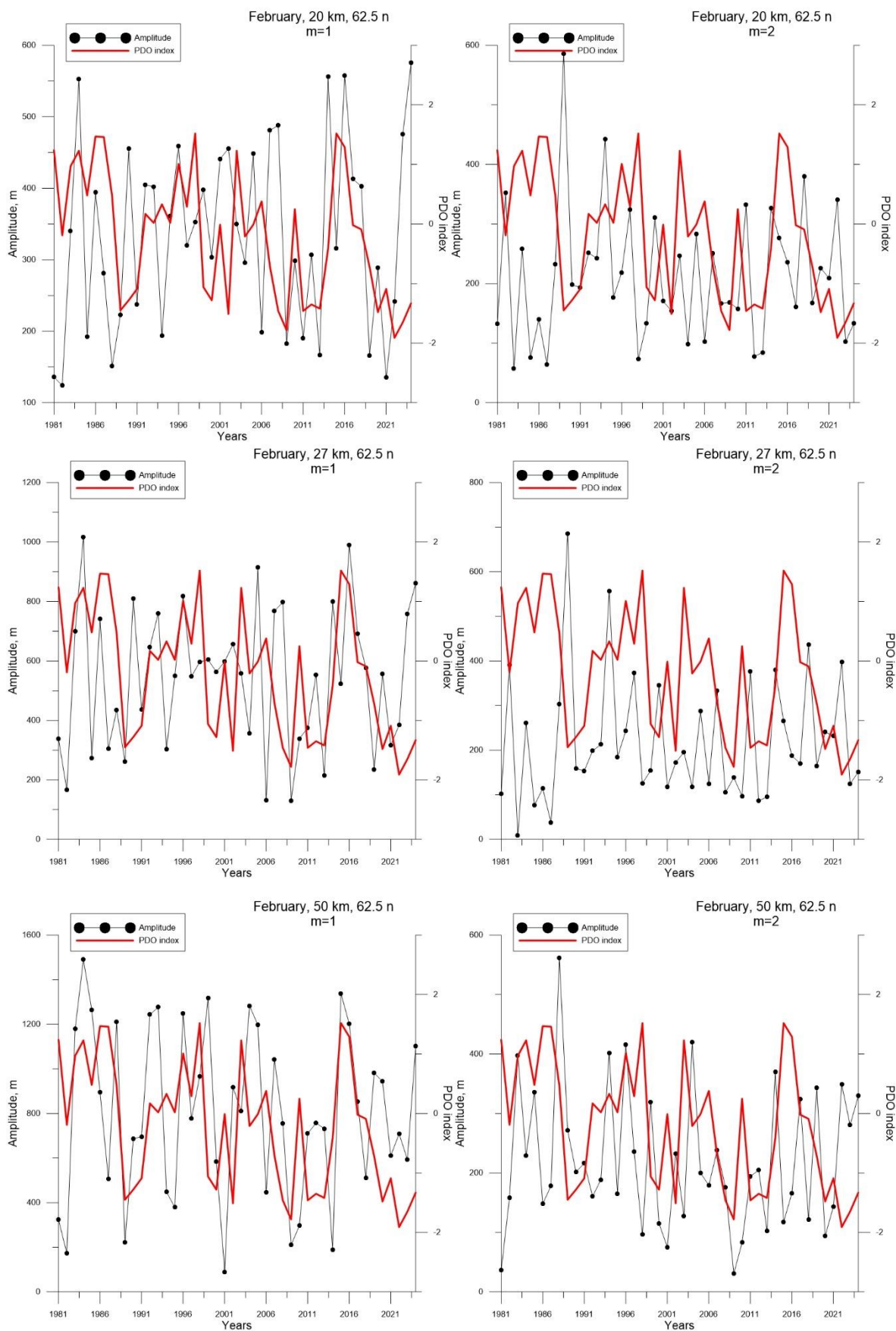


Рисунок № 4.4.3 Временной ход амплитуды волн 1 и 2. а также индекса ТДО за февраль месяц с 1981 по 2024 гг.

Как уже было сказано ранее, анализ последнего зимнего месяца особенно затруднен за счёт того, что именно в это месяце чаще всего наблюдаются ВСП и их влияние исключить трудно.

Соответственно, как отмечалось ранее, для волн 1 и 2 на высотах 20 и 27 км кривая амплитуды практически не изменяется, на высоте же 50 км имеем другую картину, из которой видно явное увеличение среднего значения амплитуды по месяцу, по крайней мере для волны 1, для волны 2 эти изменения не так очевидны.

Для волны 1 на высоте 50 км пиковые значения амплитуд в 1984 и 2015 году (1300-1500 гпм) совпадают с положительно й фазой ТДО (+1.20...+1.50), в то время как пик 1999 года выпадает на значение индекса -1.06, но в этот год, как раз-таки наблюдалось ВСП. При это важно отметить, что минимальные значения амплитуд фиксировались при отрицательных значениях индекса осцилляции.

Для волны с волновым числом 2 наблюдается практически противоположная ситуация: максимумы амплитуд наблюдались в годы с положительной фазой осцилляции (кроме 2004 г.), а вот минимумы фиксировались как в положительные, так и в отрицательные фазы.

Таблица № 4.4.3

Значения амплитуд и индекса ТДО для волны 1 на высоте 50 км

| Максимумы |                |            | Минимумы |               |            |
|-----------|----------------|------------|----------|---------------|------------|
| Год       | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО | Год      | Амплитуда,гпм | Индекс ТДО |
| 1984      | 1490           | +1.23      | 1989     | 222           | -1.45      |
| 2015      | 1338           | +1.52      | 2009     | 210           | -1.78      |
| 1999      | 1316           | -1.06      | 2014     | 189           | -0.42      |
| 2004      | 1283           | -0.21      | 1982     | 173           | -0.19      |
| 1993      | 1276           | 0.02       | 2001     | 201           | -0.01      |

Значения амплитуд и индекса ТДО для волны 2 на высоте 50 км

| Максимумы |                |            | Минимумы |               |            |
|-----------|----------------|------------|----------|---------------|------------|
| Год       | Амплитуда, гпм | Индекс ТДО | Год      | Амплитуда,гпм | Индекс ТДО |
| 1988      | 561            | +0.47      | 2009     | 30            | -1.78      |
| 2004      | 419            | -0.21      | 1981     | 36            | +1.24      |
| 1996      | 416            | +1.01      | 2001     | 75            | -0.01      |
| 1994      | 401            | +0.33      | 2010     | 82            | +0.25      |
| 1983      | 397            | +0.97      | 2020     | 93            | -1.48      |

## Выводы

Из-за большого вклада в волновую активность событий ЭНЮК, других осцилляций и прочих факторов, косвенно влияющих на волновую активность в северной части Тихого океана, а в особенности явление ВСП, которое оказывает большое влияние на распространение и генерацию волн в зимней стратосфере Северного полушария, все основные выводы будем делать на основе анализа первого зимнего месяца – декабря, т.к. именно в этот месяц ВСП имеет наименьшую вероятность возникновения.

Сравнительный анализ графиков временного хода амплитуд волн 1 и 2. а также индекса ТДО за три зимних месяца в период с 1981 по 2024 гг. показал, что какие-то значительные изменения характеристики волны происходят на высоте 50 км, на высотах же 20 и 27 км кривые временного хода имеют практически аналогичную форму.

Для волн с волновыми числами 1 и 2 на высоте 50 км прослеживается корреляция «скачков» амплитуды и изменения значения индекса ТДО: когда растет амплитуда волны – растёт и индекс ТДО; когда амплитуда падает, то и падает значение индекса, хотя в обоих случаях попадаются исключения.

Интересно отметить, что из 10 рассматриваемых экстремумов (5 максимумов и 5 минимумов) амплитуд для волны 1 - 8 из них наблюдались

при отрицательной фазе осцилляции. Один минимум наблюдался при положительной фазе (+0.44) и один максимум наблюдался при значении индекса равному нулю.

При рассмотрении экстремумов волны 2 было отмечено, что ни максимумы ни минимумы амплитуд не имеют, по крайней мере, очевидной зависимости от фазы Тихоокеанской декадной осцилляции. Из пяти рассматриваемых максимальных значений амплитуд – три выпали на отрицательные значения индекса, а два – на положительные. Для минимумов ситуация аналогичная.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая динамический режим атмосферы в зимний период, были построены пространственные распределения аномалий температуры воздуха в северной части Тихого океана для различных значений индекса Тихоокеанской декадной осцилляции. В результате анализа было выявлено, что при невысоких значениях индекса ( $\pm 0.5$ ) в период с 1980 по 2025 гг. наблюдаются более резкие температурные градиенты, чем при значениях  $\pm 1.5$ . Это может говорить о том, что при индексах  $\pm 0.5$  в атмосфере наблюдается большая неустойчивость, чем при значениях индекса ТДО равных ( $\pm 1.5$ ), а значит условия для развития волновой активности будут более благоприятными. При более высоких значениях индекса ТДО ( $\pm 1.5$ ) температурные поля становятся менее контрастными, что может указывать на рост устойчивости атмосферной циркуляции и как следствие - снижение волновой активности.

При сравнительном анализе начальных полей осредненных температур и зональной компонент ветра на высотах от поверхности земли до 55 км для разных фаз осцилляции, мы пришли к выводу, что при положительной фазе Тихоокеанской декадной осцилляции волновая активность должна быть выше, нежели чем при отрицательной.

Оценивая влияние Тихоокеанской декадной осцилляции на пространственно-временную изменчивость волновой активности в зимний период в Северном полушарии был рассмотрен временной ход амплитуды стационарных планетарных волн с зональными волновыми числами  $m = 1$  и 2. По результатам анализа можно заключить, что фаза индекса ТДО не оказывает влияние на распределение во времени экстремумов волны. Также было отмечено, что как для отрицательной, так и для положительной фазы

было отмечено, что в основном пиковые значения амплитуды волн 1 и 2 наблюдаются на высотах 45-55 км.

Сравнивая вертикальные профили декабрьских амплитуд волн 1 и 2, построенные в промежутки, когда наблюдалась самая длинная за последние 45 лет положительная и отрицательная фазы, делаем вывод о том, что при изменении фазы ТДО наблюдаются принципиально разные условия для распространения волны вверх. В годах с положительной фазой наблюдается резкий скачок на высотах 20-25 км, после этих высот скорость роста амплитуды волны возрастает. При отрицательной фазе кривая амплитуды плавно увеличивается и растёт за счёт уменьшения плотности с высотой.

Сравнительный анализ графиков временного хода амплитуд волн 1 и 2. а также индекса ТДО за зимний период с 1981 по 2024 гг. показал, что значительные изменения амплитуды волны происходят на высоте 50 км, до этой же высоты кривая амплитуды изменяется слабо.

Для волн с волновыми числами 1 и 2 на высоте 50 км была выявлена следующая закономерность: при росте тренда амплитуды волны, растёт и тренд значения индекса ТДО в положительной фазе. Для отрицательной фазы иная ситуация: если тренд по амплитуде растёт, то для индекса он уменьшается.

Также не было отмечено четкой закономерности в соответствии минимумов или максимумов амплитуд какой-либо фазе ТДО. Это связано с тем, что на волновую активность оказывает влияние множество факторов таких как ВСП, ЭНЮК и другие осцилляции, поэтому на данном этапе сложно оценить, какой конкретный вклад вносит Тихоокеанская декадная осцилляция на распространение и генерацию волн в северной части Тихого океана в зимний период.

Всё вышесказанное, является хорошей основой для дальнейшего изучения заданной темы. Таким образом, чтобы оценить вклад именно ТДО на волновую активность внетропической атмосферы, можно попробовать исключить влияние сторонних факторов, перечисленных ранее.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Messori G., Screen J. A., Smith D. M., Deser C., Peings Y., McCusker K. E. Pacific Decadal Oscillation modulates the Arctic sea-ice loss influence on the midlatitude atmospheric circulation in winter // *npj Climate and Atmospheric Science*. – 2022. – Vol. 5. – Article 2. – DOI: 10.1038/s41612-021-00220-3.
2. Li Y., Dai Y., Yu Y., Wang Y., Li Q. The influence of interdecadal changes in boreal winter teleconnections around the 1980s on planetary waves and stratospheric sudden warmings // *Climate Dynamics*. – 2021. – Vol. 56, № 3–4. – P. 921–936. – DOI: 10.1007/s00382-020-05508-1.
3. Strong C., Magnusdottir G. The role of tropospheric Rossby wave breaking in the Pacific Decadal Oscillation // *Journal of Climate*. – 2009. – Vol. 22, № 7. – P. 1819–1833. – DOI: 10.1175/2008JCLI2289.1.
4. Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н., Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии // *Метеорология и гидрология*. – 2010. – № 5. – С. 5–16.
5. Марчукова О.В., Воскресенская Е.Н. Сочетание разных типов Ла-Нинья с Тихоокеанской декадной осцилляцией // *Системы контроля окружающей среды*. – 2019. – № 1 (35). – С. 72–78.
6. Yang S., Oh J.-H. Effects of modes of climate variability on wave power during boreal summer in the western North Pacific // *Scientific Reports*. – 2020. – Vol. 10. – Article 495. – DOI: 10.1038/s41598-020-62138-0.
7. Lin R., Zheng F., Dong X. ENSO frequency asymmetry and the Pacific Decadal Oscillation in observations and 19 CMIP5 models // *Advances in Atmospheric Sciences*. – 2018. – Vol. 35, № 5. – P. 495–506. – DOI: 10.1007/s00376-017-7133-z.
8. Ma Q., Wang J., Wang F., Lyu Y., Zhang Z. Interdecadal modulation of ENSO-related anomalous equatorial intermediate currents in the western Pacific by the PDO // *Geophysical Research Letters*. – 2022. – Vol. 49, № 9. – Article e2022GL098409. – DOI: 10.1029/2022GL098409.

9. Pogoreltsev A. I., Vlasov A. A., Fröhlich K., Jacobi C. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2007. – Vol. 69, № 17–18. – P. 2083–2101. – DOI: 10.1016/j.jastp.2007.05.014.
10. Matsushita Y., Taguchi M., Hirooka T. Relation between the interannual variability in the stratospheric Rossby wave forcing and zonal mean fields suggesting an interhemispheric link in the stratosphere // *Climate Dynamics*. – 2020. – Vol. 55, № 5–6. – P. 1315–1331. – DOI: 10.1007/s00382-020-05328-3.
11. Гущина Д.Ю., Калиновская М.В., Матвеева Т.А. Влияние тихоокеанского десятилетнего колебания на характеристики Эль-Ниньо двух типов при возможных изменениях климата // *Метеорология и гидрология*. – 2020. – № 10. – С. 14–28.
12. Sobaeva D., Zyulyaeva Y., Gulev S. ENSO and PDO effect on stratospheric dynamics in Isca numerical experiments // *Atmosphere*. – 2023. – Vol. 14, № 3. – Article 459. – DOI: 10.3390/atmos14030459.
13. Логинов В.Ф., Микуцкий В.С. О связи различных фаз потепления климата с событиями Ла-Ниньо и Эль-Ниньо и фазами многолетнего Тихоокеанского колебания // *Вестник Брестского государственного технического университета. Сер. Водохозяйственное строительство, теплоэнергетика и геоэкология*. – 2014. – № 2. – С. 102–104.
14. Messori G., Domeisen D. I. V., Michel C., Smith D. M. Stratospheric downward wave reflection events modulate North American weather regimes and cold spells // *Geophysical Research Letters*. – 2022. – Vol. 49, № 1. – Article e2021GL095619. – DOI: 10.1029/2021GL095619.
15. Trenberth K. E., Fasullo J. T. An apparent hiatus in global warming? // *Earth's Future*. – 2013. – Vol. 1, № 1. – P. 19–32. – DOI: 10.1002/2013EF000165.
16. Zhang L., Delworth T. L. Simulated response of the Pacific Decadal Oscillation to climate change // *Journal of Climate*. – 2016. – Vol. 29, № 16. – P. 5999–6018. – DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0690.1.

17. Vijverberg S., Coumou D. The role of the Pacific Decadal Oscillation and ocean-atmosphere interactions in driving US temperature predictability // *npj Climate and Atmospheric Science*. – 2022. – Vol. 5, № 1. – Article 18. – DOI: 10.1038/s41612-022-00237-7.
18. Koch S. E., Dörnbrack A., Greybush S. J., et al. Arctic stratosphere dynamical processes in the winter 2021–2022 // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2022. – Vol. 103, № 12. – P. 3041–3070. – DOI: 10.1175/BAMS-D-22-0064.1.
19. Gelaro R., et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, № 14. – P. 5419–5454. – DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
20. Randles C. A., et al. The MERRA-2 Aerosol Reanalysis, 1980 Onward. Part I: System Description and Data Assimilation Evaluation // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, № 17. – P. 6823–6850. – DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0609.1.
21. Buchard V., et al. The MERRA-2 Aerosol Reanalysis, 1980 Onward. Part II: Evaluation and Case Studies // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, № 17. – P. 6851–6872. – DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0613.1.
22. Wargan K., et al. Evaluation of the ozone fields in NASA’s MERRA-2 reanalysis // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, № 8. – P. 2961–2988. – DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0699.1.
23. NASA Global Modeling and Assimilation Office. MERRA-2 Project. – [Электронный ресурс]. – URL: <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/> (дата обращения: [14.04.2025]).
24. Zhang L., Delworth T. L. Analysis of the Characteristics and Mechanisms of the Pacific Decadal Oscillation in a Suite of Coupled Models from the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory // *Journal of Climate*. – 2015. – Vol. 28, № 19. – P. 7678–7701. – DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00647.1.
25. Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M., Francis R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // *Bulletin*

- of the American Meteorological Society. — 1997. — Vol. 78, No. 6. — P. 1069–1079. — DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2.
26. Mantua N.J., Hare S.R. The Pacific Decadal Oscillation // Journal of Oceanography. — 2002; — Vol. 58, №1. — P. 35-44. — DOI:10.1023/A:1015820616384
27. Zhang Y., Wallace J. M., Battisti D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93 // Journal of Climate. — 1997. — Vol. 10, № 5. — P. 1004–1020. — DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<1004:ELIV>2.0.CO;2.