



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

Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему Особенности динамического режима стратосферы зимнего периода в северном полушарии в условиях разных фаз ЭНЮК

Исполнитель Ложкина Валерия Константиновна
(фамилия, имя, отчество)

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

Ермакова Татьяна Сергеевна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой


(подпись)

доктор физико-математических наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

Дробжева Яна Викторовна

(фамилия, имя, отчество)

«3» мая 2018 г.

Санкт-Петербург
2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Эль-Ниньо Южное колебание	5
1.1 Механизм возникновения	5
1.2 Влияние на климат	8
2. Используемые данные	13
2.1 JRA	13
2.2 MEI	16
3. Полученные результаты	19
3.1 Термодинамический режим стратосферы в положительную и отрицательную фазы ЭНЮК. ВСП	19
3.2 Поток Элиассена-Пальма в положительную и отрицательную фазы ЭНЮК	24
Заключение	30
Список используемой литературы	32
Приложение	37

ВВЕДЕНИЕ

Эль-Ниньо Южное Колебание (ЭНЮК) – нерегулярные периодические изменения температуры поверхности океана и атмосферного давления в восточной части Тихого океана. Имеет положительную и отрицательную фазы (Эль-Ниньо и Ла-Нинья). ЭНЮК оказывает влияние на погоду и климат планеты, поэтому его изучение является актуальной задачей в настоящее время. Также ЭНЮК представляет собой важный предиктор климатических аномалий, которые оказывают влияние не только на тропическую зону, но и на внетропические области, в том числе и на внетропическую стратосферу северного полушария через дальние связи.

Значимыми предикторами изменений условий в зимний период могут служить межгодовые изменения термодинамических параметров стратосферы. Усовершенствование методик долгосрочного прогнозирования погоды можно осуществить, используя эти предикторы. Возмущения, наблюдаемые в стратосфере, имеют большую продолжительность, чем возмущения в тропосфере, также отмечается распространение волнового сигнала из стратосферы в тропосферу, что дает основание для статистических долгосрочных прогнозов аномально теплых или холодных зим в различных регионах планеты.

Задачи работы:

1. Отобрать для анализа годы, когда наблюдались события Эль-Ниньо и Ла-Нинья по значениям индекса MEI
2. Проанализировать для выбранных лет данные реанализа JRA-55
3. С помощью GrADS построить графики осредненного распределения температуры и зонального ветра
4. Выявить внезапное стратосферное потепление

5. С помощью GrADS построить графики, демонстрирующие поток Элиассена-Пальма для выбранных лет
6. Проанализировать полученные графики и выявить закономерности

1. ЭЛЬ-НИНЬО ЮЖНОЕ КОЛЕБАНИЕ

1.1. Механизм возникновения

Эль-Ниньо – явление в тропической части Тихого океана, связанное с аномальным потеплением воды в восточно-экваториальном районе Тихого океана: от берегов Перу до Линии перемены дат.[1] Обычно оно длится около 12-18 месяцев, возникает каждые 3-7 лет [2,3]. Это явление развивается, когда естественное доминирование северо-восточных пассатов ослабевает, что позволяет более теплой воде в западной части стечь на восток. Событие Ла-Нинья возникает, когда северо-восточные пассаты крепчают, что приводит к охлаждению воды в восточной части.

Эль-Ниньо является частью непрерывного цикла обратной связи между атмосферой и океаном[4]: аномальное потепление поверхности воды в восточной части Тихого океана у берегов Перу приводит к усилению конвекции, которая увеличивает атмосферное скрытое тепло, что еще больше влияет на аномалии в атмосферной циркуляции. Усиленная конвекция создает западные аномалии ветра на экваторе, влияя на циркуляцию океана, и помогает перемещать теплые воды с западной и центральной части Тихого океана на восток. Кроме того, из-за аномальных изменений ветров в центральной части, апвеллинг над восточной частью уменьшается, потепление верхнего слоя океана, и дальнейшее увеличение аномалий температуры водной поверхности, запускает цикл снова.

Южное колебание (ЮК) – атмосферный компонент Эль-Ниньо – это колебание атмосферного давления между западной и восточной частями Тихого океана. Оно измеряется путем рассмотрения разности давления над уровнем моря на о. Таити (Французская Полинезия) и в г. Дарвине (Австралия).[5] Отрицательные значения Южного колебания соответствуют более теплым аномалиям температуры поверхности воды, а положительные значения – более холодным.

Раньше была путаница относительно того, что включает в себя событие Эль-Ниньо и насколько велик район в океане, который оно покрывает [7]. Авторы работы [8] определили событие Эль-Ниньо, основываясь на сочетании индекса Южного Колебания и аномалий температуры водной поверхности в восточной части Тихого океана от 160° з.д. до берегов Южной Америки и от 4° ю.ш. до 4° с.ш. Согласно их определению событие Эль-Ниньо наступало, если наблюдалась положительная аномалия температуры водной поверхности, равная 0.5 °С в течение минимум трех сезонов и при отрицательном индексе ЮК (ниже 1.0) за тот же период.

Тем не менее, более поздние исследования показывают, что важный регион атмосферно-океанических взаимодействий в Эль-Ниньо расположен дальше на западе, чем первоначально предполагалось [6], что приводит к новому индексу, который называется Niño3.5, и простирается от 180 ° до 120 ° з. д. и от 10 ° до 5 ° с.ш. Кроме того, авторы работы [9] предположили, что события определяются положительной аномалией температуры водной поверхности не менее 0,3 ° С, а не 0,5 ° С. В 1996 году Центр климатического прогноза установил новый индекс, расположенный дальше на запад, известный также как Niño 3.4 [7], который охватывает площадь от 170 ° до 120 ° ю. ш. и от 5 ° до 5 ° с. ш. , таким образом, включая большую часть, но не всю область Niño3.5, [9] с меньшей широтой южнее экватора. Несмотря на различия в классификации, большинство исследований в целом изучали аномалии температуры водной поверхности в северо-восточной части Тихого океана в районе Niño3 [7], простирающиеся от 150 ° до 90 ° западной долготы и от 5 ° до 5 ° северной широты (рис.1).

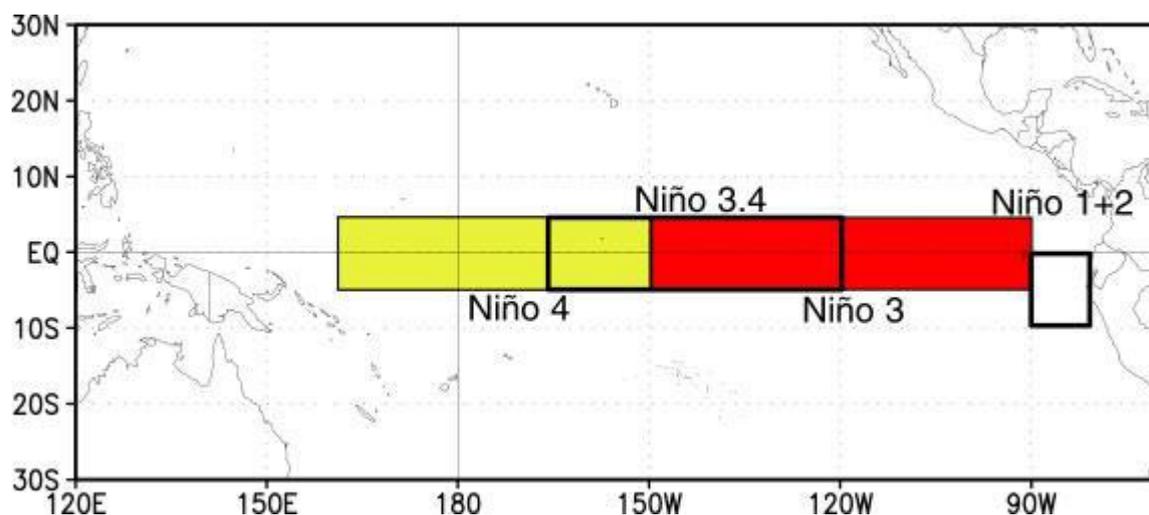


Рис.1 Карта географических регионов аномалий температуры поверхности моря Ni + 1, 2, 3 и 3.4.

Предыдущие исследования показали [7,10], что Эль-Ниньо имеет тенденцию развиваться между северным полушарием в весенние и летние месяцы, пики наступают в зимние месяцы, и обычно событие заканчивается следующей весной. По данным Центра климатических прогнозов, с 2000 года произошло три или четыре явления Эль-Ниньо: 2002-2003, 2004-2005 гг., 2006-2007 гг. и 2009-2010 гг. Событие 2004-2005 года было слабее, чем

другие, поскольку аномалии температуры водной поверхности Niño3 достигли максимума при $0,8^{\circ}\text{C}$, что ниже, чем в других недавних периодах Эль-Ниньо.

Связанные вместе атмосферные и океанические компоненты называются Эль-Ниньо Южное Колебание (ЭНЮК).

1.2. Влияние на климат

Хотя ЭНЮК - тропическое событие, оно может влиять на погоду в средних широтах через волнообразные процессы, которые изменяют воздушные течения и оказывают большое влияние на температуру [11], а также влияют на среднеширотную атмосферную циркуляцию [12-14]. Тропическое форсирование аномалий температуры водной поверхности в Эль-Ниньо генерирует отклик в атмосфере через основной метод распространения волн Россби [15-18]. Кроме того, существуют два других метода воздействия: через неустойчивость зонально изменяющегося климатического среднего потока [19], а также влияние на среднеширотные нестационарные вихри, связанные со штормами [20-22]. Тем не менее, изменения в тропических атмосферных температурах были обнаружены в течение 1-2 сезонов после первоначальных изменений в ЭНЮК [23-28]. Однако задержка по времени между изменениями варьируется в зависимости от региона. Например, более высокие аномалии температуры водной поверхности вызовут увеличение конвекции и числа гроз [4], однако во время и после события Эль-Ниньо, реакция глобальной температуры воздуха отстает примерно на 6 месяцев, с наблюдаемым увеличением на $0,1^{\circ}\text{C}$ [23,25].

Атмосферные реакции на события ЭНЮК приводят к изменению параметров на поверхности суши. Авторы работы [29] предполагают, что существуют два ключевых механизма изменения параметров на поверхности суши: крупномасштабная динамика и локальные эффекты. Крупномасштабная динамика - это физические процессы над обширными районами, которые приводят к смещению зон облаков и осадков, и влияют на солнечную радиацию и циркуляционные схемы. Локальные эффекты - местные виды землепользования и воздействия на почвенный покров, такие как урбанизация, обезлесение и изменение растительности. Например, температурный отклик в большом городе, вызванный событием Эль-Ниньо,

может отличаться от изменений в сельской местности [30]. При использовании мелкозернистой земельной модели, авторы работы [31] обнаружили, что тропические осадки и среднеширотные температуры поверхности чувствительны к изменениям в почвенном покрове. Обезлесение может фактически привести к увеличению изменчивости ЭНЮК [32], а также к ослаблению циркуляции Уокера-Хэдли [33]. Таким образом, обезлесение может повлиять на температурные изменения, вызванные Эль-Ниньо. Обезлесение также усиливает парниковый эффект и может привести к крупномасштабным климатическим изменениям.

Известно о двух основных характеристиках воздействия ЭНЮК на Северную Америку. Первая - более холодные зимние условия [34,35], из-за более сильного влияния субтропического воздушного потока. Хотя общие температуры немного прохладнее из-за более пасмурных и дождливых дней, что приводит к уменьшению солнечной инсоляции на поверхности, количество экстремально холодных периодов и морозов на самом деле уменьшается. Это связано с меньшим проникновением сильных полярных струйных течений по всему региону из-за преобладания субтропических потоков [36].

Вторая характеристика – более теплые зимы на западном побережье, на Аляске и в Южной Канаде [37], с небольшим количеством осадков на северо-западе США [34] из-за Тихоокеанско-Североамериканской телеконнекции (PNA)[16,34]. Положительная фаза PNA коррелирует с гребнем высокого давления над западным побережьем. Это объясняет потепление в этом регионе. Кроме того, в результате увеличения южного течения и под влиянием глубокого Алеутского минимума, корреляционные связи приводят к широкому потеплению на Аляске и в Западной Канаде [7]. Напротив, событие Ла-Нинья обычно связано с более холодными и влажными зимними условиями над северо-востоком США, Канадой и югом Аляски. Поэтому

сильные положительные корреляции между индексом Niño 3 и температурой ожидаются над этими районами.

Влияние Эль-Ниньо на Европу не так хорошо известно, как его влияние на Северную Америку и Австралию [38]. Несмотря на большое расстояние между восточной частью Тихого океана и Европой, можно определить корреляционные связи [39,40], хотя и не так точно, как для Северной Америки. Однако исследования влияния температуры на регион дали противоречивые результаты. Автор работы [40] обнаружил, что Эль-Ниньо приводит к более холодной зимней погоде в центральной и северной Европе. В то время, как автор работы [11] обнаружил, что отрицательные отклонения ЮК, которые соответствуют более теплым восточным тихоокеанским аномалиям температуры поверхности воды, связаны с более теплыми январскими температурами по всей Сибири и Восточной Европе, и с очень небольшими изменениями в Западной и Северной Европе. Новейшие спутниковые данные подтверждают результаты связи ЭНЮК с охлаждением в Центральной и Северной Европе[40] и потеплением по Восточной Европе и Сибири.

Климатологическое состояние экваториальной части Тихого океана заключается в сильном увеличении температуры поверхности моря от востока на запад. В этом регионе океан и атмосфера тесно связаны [41]. Относительно низкое давление на уровне моря и глубокая конвекция происходят в теплой западной части Тихого океана. Это восходящее движение направляется западными ветрами вдоль экватора в нижней тропосфере и подхватывается восточным ветром в верхней тропосфере, опускаясь дальше на востоке, и таким образом заканчивает циркуляцию Уокера.[42]. Западный ветер на поверхности воздействует на западную часть Тихого океана. Это способствует апвеллингу в восточной части Тихого океана, вытягивая холодную воду с глубины на поверхность вблизи побережья Южной Америки и перемещая теплую воду в западную часть

Тихого океана, помогая поддерживать градиент температуры поверхности между Востоком и Западом. События ЭНЮК нарушают эту циркуляцию каждые несколько лет и приводят к падению (усилению) циркуляции Уокера во время теплых (холодных) океанских фаз колебаний. Расположение и интенсивность атмосферной конвекции претерпевают соответствующие изменения, и происходит увеличение осадков в середине Тихого океана во время теплой фазы (Эль-Ниньо).

В дополнение к центральной части Тихого океана значительные изменения в осадках также происходят во многих других тропических регионах. На рисунке 2 также показаны аналогичные аномалии, полученные из сезонных ретроспективных наблюдений в годы с Эль-Ниньо и Ла-Нинья в течении 1-3 месяцев.

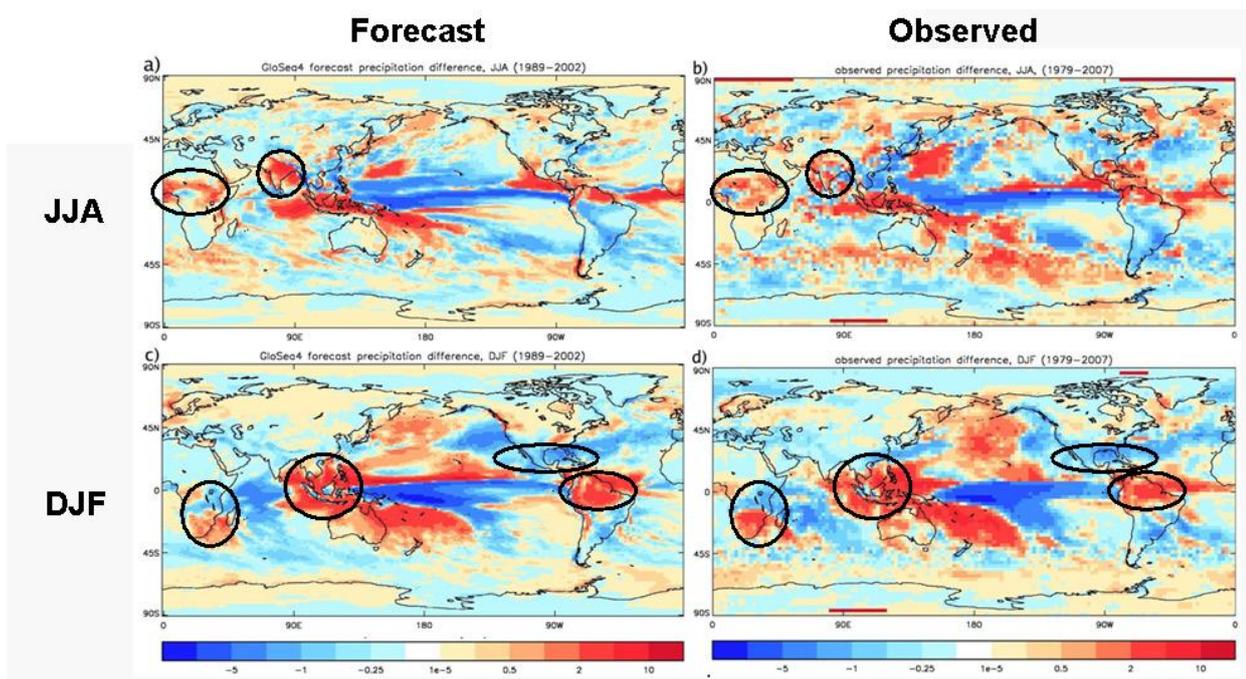


Рисунок 2: Различия в сезонных средних осадках между Ла-Нинья и Эль-Ниньо в сезонных прогнозах (слева) и наблюдениях (справа). Синий означает, что больше осадков во время Эль-Ниньо, чем во время Ла-Нинья. Черные круги выделяют некоторые из наиболее известных тропических связей ЭНЮК. Единицы измерения мм / сут. Рисунок от Arribas et al., Mon. Wea. Rev. 2011.

Это демонстрирует превосходный уровень предсказуемости тропических аномалий ЭНЮК, что значительно превышает возможности, обеспечиваемые только первоначальными атмосферными условиями. Действительно, события ЭНЮК обычно можно предсказать на многие месяцы раньше своего бореального зимнего пика, и это является краеугольным камнем сезонного прогнозирования.

Изменения конвекции на рисунке 2 связаны с изменениями верхнего оттока тропосферы и, следовательно, дивергенцией. Если эта дивергенция происходит в области значительной атмосферной абсолютной завихренности, то результатом будет сильный региональный источник аномальной активности волн Россби [43]. Волны Россби могут легко распространяться и за пределы тропической зоны, учитывая преобладание восточного потока в тропосфере и, следовательно, существуют механизмы, которые в принципе могли бы передавать сигнал ЭНЮК к экстра-тропикам. Несмотря на это, исследования не выявили волн из тихоокеанских источников, которые производят Атлантико-европейские эффекты, согласующиеся с наблюдениями.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

2.1 JRA

Реанализ прошлых наблюдений с последовательной, современной системой ассимиляции данных нацелен на создание высококачественного набора климатических данных. Он может создать набор данных для множества типов метеорологических переменных, в том числе тех, для которых наблюдения являются разреженными, в физически последовательном, пространственно-временном порядке.

Реанализы широко использовались для исследования механизмов земной климатической системы, изучения предсказуемости и мониторинга климата. Реанализ внес значительный вклад в исследования синоптических и планетарных явлений, таких как троектории штормов, блокинги, колебания Мэддена-Джулиана, ЭНЮК, квазидвухлетние колебания и проверка воспроизводимости этих явлений в прогнозируемых моделях. Постоянное улучшение реанализа имеет решающее значение для продвижения исследований климата и улучшения климатических служб.

Работы по улучшению данных реанализа постоянно проводятся в крупных центрах численного прогнозирования погоды (ЧПП) и в метеорологических исследовательских институтах. Качество последних реанализов заметно улучшилось из-за прогресса в «спасении» и гомогенизации прошлых наблюдений и достижений в методах ассимиляции данных. В Японии японский 25-летний реанализ (JRA-25) был совместно проведен Японским метеорологическим агентством (JMA) и Центральным научно-исследовательским институтом электроэнергетики (CRIEPI)[44]. Его представление распределения осадков, тропических циклонов и слоисто-кучевых образований вдоль западного побережья континентов было лучшим в то время. Однако его недостатками были: холодное смещение в нижней стратосфере и сухое смещение в бассейне Амазонки.

Реанализ, который начинался только с 1979 года, был недостаточно длинным для изучения многодекадной изменчивости и климатических изменений. Данный реанализ также решал общие проблемы, включая качественные изменения, возникающие в результате изменений систем наблюдений и воспроизводимости потоков между климатическими подсистемами, такими как атмосфера-океан и атмосфера-земля [45].

Поскольку была построена система ассимиляции данных JRA-25, операционная система JMA улучшилась во многих аспектах, включая пересмотр схемы длинноволновой радиации и введение четырехмерного вариационного анализа (4D-Var) и вариационной коррекции смещения (VarBC) для спутниковых излучений. Эти улучшения значительно сократили модельные отклонения, улучшили динамическую согласованность полей анализа и улучшили обработку спутниковых излучений. Текущие усилия по улучшению качества прошлых наблюдений включают гомогенизацию наблюдений за температурой радиозонда [46] и переработку наблюдений в крупных метеорологических спутниковых центрах.

Воспользовавшись этими улучшениями, JMA провела второй японский глобальный атмосферный реанализ, названный JRA-55. Данные охватывают период, начинающийся с 1958 года. JRA-55 является первым всеобъемлющим реанализом, охватывающим последние полвека, и первым, применившим 4D-Var к этому периоду. Его основные цели заключались в том, чтобы решить проблемы, выявленные в предыдущих реанализах, и создать комплексный набор данных об атмосферном воздухе, подходящий для изучения многодекадной изменчивости и климатических изменений.

Холодное смещение в нижней стратосфере, одна из основных проблем JRA-25, уменьшилось благодаря, прежде всего, правильному представлению поглощений из-за доплеровского расширения в пересмотренной длинноволновой схеме излучения. Поверхностный нисходящий тепловой поток приблизился к наилучшей оценке наблюдений, скорее всего, из-за

улучшения представления поглощения водяного пара в длинноволновом излучении. Временная составляющая температурного анализа значительно улучшилась по сравнению с предыдущими реанализами, благодаря улучшенной климатологии в модели, новым имеющимся оценкам смещения для гомогенизации температуры радиозонда и достижениям в обработке спутниковых излучений.

Сухое смещение в бассейне Амазонки, еще одна серьезная проблема JRA-25, было временно смягчено за счет исключения наблюдений поверхностного давления над бассейном Амазонки. Однако для решения этой проблемы требуется больше работы. Первоначальная оценка качества выявила такие проблемы, как теплое смещение в верхней тропосфере, холодное смещение в нижней тропосфере и негативное смещение в осадочных водах в районах глубокой конвекции. Теплое смещение в верхней тропосфере постепенно уменьшается по мере улучшения системы наблюдений. Влияние изменений в системах наблюдений особенно заметно в июле 2006 года.

Чтобы улучшить временную согласованность продукта, эти модельные смещения должны быть дополнительно уменьшены. Некоторые из диагностических полей из прогностической модели по-прежнему имеют большие отклонения, например, чрезмерные осадки над тропиками, чрезмерный (недостаточный) ТОА (Top of the atmosphere), отраженный солнечный поток над тропиками и субтропиками (Антарктический океан), чрезмерный исходящий тепловой поток в районах глубокой конвекции, и общий дисбаланс 10 Вт м^{-2} вверх в глобальных средних чистых потоках энергии на ТОА и поверхности.

2.2 MEI

MEI (Многомерный индекс ЭНЮК) - метод, используемый для характеристики интенсивности ЭНЮК. Учитывая, что ЭНЮК возникает из-за сложного взаимодействия различных климатических систем, MEI рассматривается как наиболее полный индекс для мониторинга ЭНЮК, поскольку он сочетает в себе анализ нескольких метеорологических и океанографических составляющих.

MEI определяется как индекс, учитывающий шесть разных параметров: давление на уровне моря, зональные и меридиональные компоненты приземного ветра, температура поверхности моря, температура у поверхности земли и облачность, используя данные Международной базы данных об океане и атмосфере (ICOADS). MEI рассчитывается двенадцать раз в год для каждого «скользящего двухмесячного периода», характеризующегося как январь-февраль, февраль-март, март-апрель и т.д. Для обеспечения сопоставимости MEI все сезонные значения стандартизированы в отношении каждого сезона и периода отсчета 1950-93 гг. MEI расширяется в течение первой недели следующего месяца на основе наблюдений на судах и буях почти в реальном времени, суммированных в двухмесячной статистике COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), установленной в NOAA-ESRL PSD (The National Oceanic & Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory Physical Sciences Division). Следует проявлять осторожность при интерпретации MEI ежемесячно, поскольку исходные данные для обновлений не такие надежные, как COADS, и MEI был разработан в основном для исследовательских целей.

Большие положительные значения MEI указывают на появление события Эль-Ниньо, в то время как большие отрицательные значения MEI указывают на возникновение события Ла-Нинья.

В таблице, представленной ниже, приведены значения индекса MEI для тех лет, анализ которых был проведен в данной работе. Для исследования были выбраны года, когда наблюдалось максимальное по модулю значение индекса. Нейтральная фазы (фаза, когда значения индекса близки к нулю) не рассматривалась.

Таблица 1. Значения индекса MEI

Годы /Фаза	Ноябрь- Декабрь	Декабрь- Январь	Январь- Февраль	Февраль- Март
1970-1971 (LN)	-1.223	-1.223	-1.528	-1.807
1973-1974 (LN)	-1.848	-1.939	-1.793	-1.76
1988-1989 (LN)	-1.328	-1.12	-1.262	-1.037
1999-2000 (LN)	-1.161	-1.139	-1.21	-1.112
2007-2008 (LN)	-1.193	-1.02	-1.388	-1.583
1982-1983 (EL)	2.411	2.683	2.91	3.011
1986-1987 (EL)	1.19	1.25	1.205	1.719
1991-1992 (EL)	1.32	1.743	1.87	1.993

Годы /Фаза	Ноябрь- Декабрь	Декабрь- Январь	Январь- Февраль	Февраль- Март
1997-1998 (EL)	2.335	2.466	2.761	2.768
2015-2016 (EL)	2.112	2.227	2.169	1.96

В таблице LN – отрицательная фаза ЭНЮК, EL – положительная фаза ЭНЮК. Следует отметить, что по модулю амплитуда значений индекса у события Эль-Ниньо значительно больше, чем у события Ла-Нинья.

3. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1 Термодинамический режим стратосферы в положительную и отрицательную фазы ЭНЮК. ВСП

События внезапных стратосферных потеплений (ВСП) хорошо известны, ими давно интересуются и анализируют. ВСП - явление, связанное с резким повышением температуры стратосферы в зимний период. Наиболее выражено в полярных областях, но также имеет и проявление в средних широтах. Начальной стадией ВСП считается увеличение активности и распространение в полярную зону планетарных волн, результатом чего является ослабление, расщепление или смещение циркумполярного вихря, после чего происходит повышение температуры стратосферы и ослабление или смена знака зонального ветра. Следующая стадия отмечена ослаблением потепления стратосферы и запаздыванием максимума среднезонального ветра относительно максимума среднезональной температуры. Последняя стадия характеризуется восстановлением западного ветра в стратосфере и сменой потепления понижением температуры. Определение связи между временем, высотой, а также «мощностью» ВСП и событиями ЭНЮК – первая задача данной работы.

В таблице 2 представлены данные о внезапных стратосферных потеплениях в зимы, в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Даты потеплений были определены визуально, согласно построенным графикам зонального ветра и температуры на высотах стратосферы для исследуемых лет (приложение 1, рисунок 7-16 для каждого года). Для удобства обработки и анализа графиков было принято решение строить графики с учетом климата. Таким образом повышение температуры, обозначенное в таблице, представляет собой отклонение от средне-климатического значения за десять лет.

Для получения климата были усреднены данные за выбранные десять лет, без учета лет с нейтральной фазой.

Таблица 2. ВСП

Год	Фаза	Начало	Высота, км	Температура, макс.,К	Зональная составляющая ветра, макс.,м/с
1970- 1971	LN	10.01	30	30	-60
1973- 1974	LN	26.02	40	30	-20
1988- 1989	LN	08.02 сползающее	35	40	-40
1999- 2000	LN	01.01	45-50	20	- 20(высок)
2007- 2008	LN	16.01	35	40	-60
1982- 1983	EL	25.01	40 -45	30	-20
1986- 1987	EL	01.01	40 -45	30	-60
1991- 1992	EL	08.01	40 -45	40	-60
1997- 1998	EL	20.12	40 -45	40	-60
2015- 2016	EL	30.01	40	20	-40

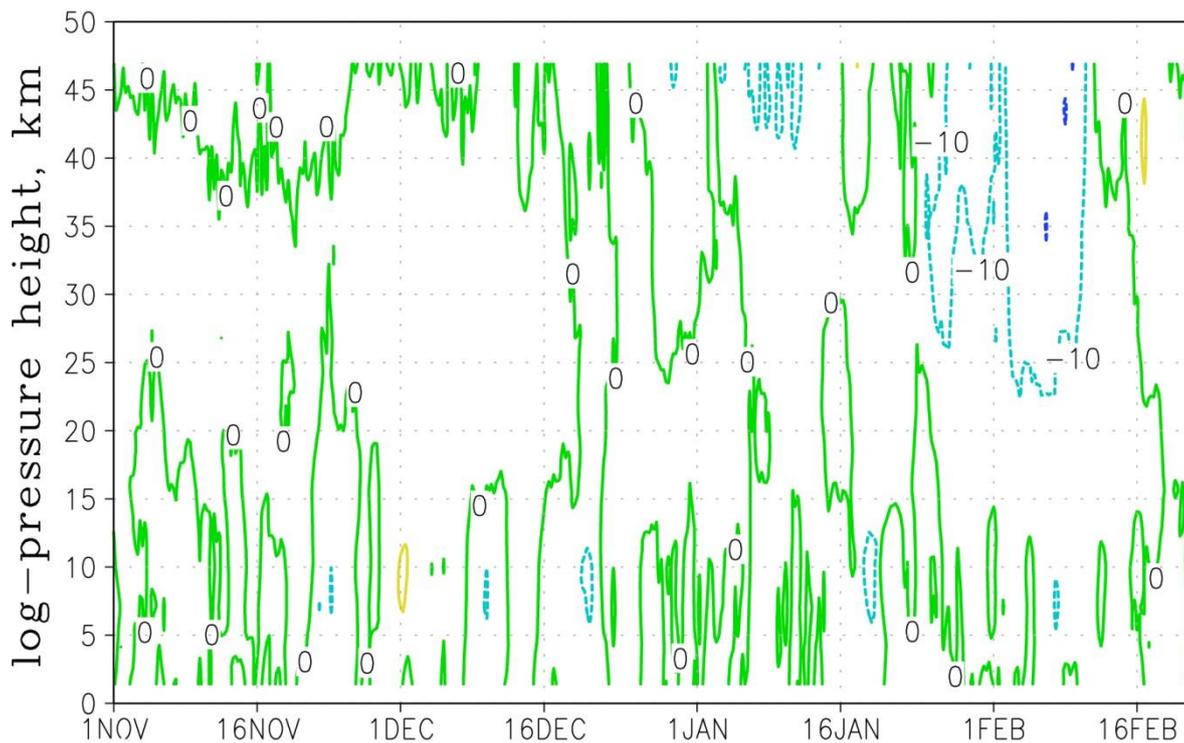
Проанализировав таблицу 2 можно сделать вывод, что время наступления ВСП не зависит от фазы ЭНЮК, что ВСП в положительную фазу как правило наблюдаются на больших высотах, чем в отрицательную, а также, что сползающее ВСП было отмечено в годы отрицательной фазы ЭНЮК. Согласно ВМО, во время ВСП повышение температуры в стратосфере отмечается на высоте примерно 30 км. Однако, все больше исследований посвящено «высоким» ВСП, которые наблюдаются значительно выше 30 км. В публикациях, где описаны данные исследования, рекомендуется изменить процедуру определения ВСП.

Для определения событий ВСП в работе по данным реанализа, используя значения температуры и зонального ветра, были построены высотно временные сечения.

На рисунках 3 и 4 представлено среднее распределение ветра и температуры для зим в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья соответственно. На данных рисунках климатические значения также учтены. Обращает внимание на себя тот факт, что стратосфера значительно теплее относительно климата в зимы Эль-Ниньо и холоднее в зимы Ла-Нинья. Зональная составляющая ветра также кардинально отличается (особенно в феврале) в положительную и отрицательную фазы ЭНЮК. В положительную фазу наблюдается западный ветер, а в отрицательную - восточный. Данные японского реанализа, используемые в исследовании, ограничены по высоте 55 км, соответственно анализировать термодинамическую ситуацию выше не представляется возможным. Однако в качестве дополнительной задачи были построены аналогичные графики по данным реанализа Мега, на которых был представлен термодинамический режим нижних слоев мезосферы. Наблюдаемая ситуация оказалась обратной стратосферной.

На рисунках 7-16 [приложение 1] представлены распределение ветра и температуры для зим каждого выбранного года в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья с учетом климата.

a) wind-climate (m/s), aveEL, LAT=62.5N



b) Temp-climate (K), aveEL, LAT=77-90N

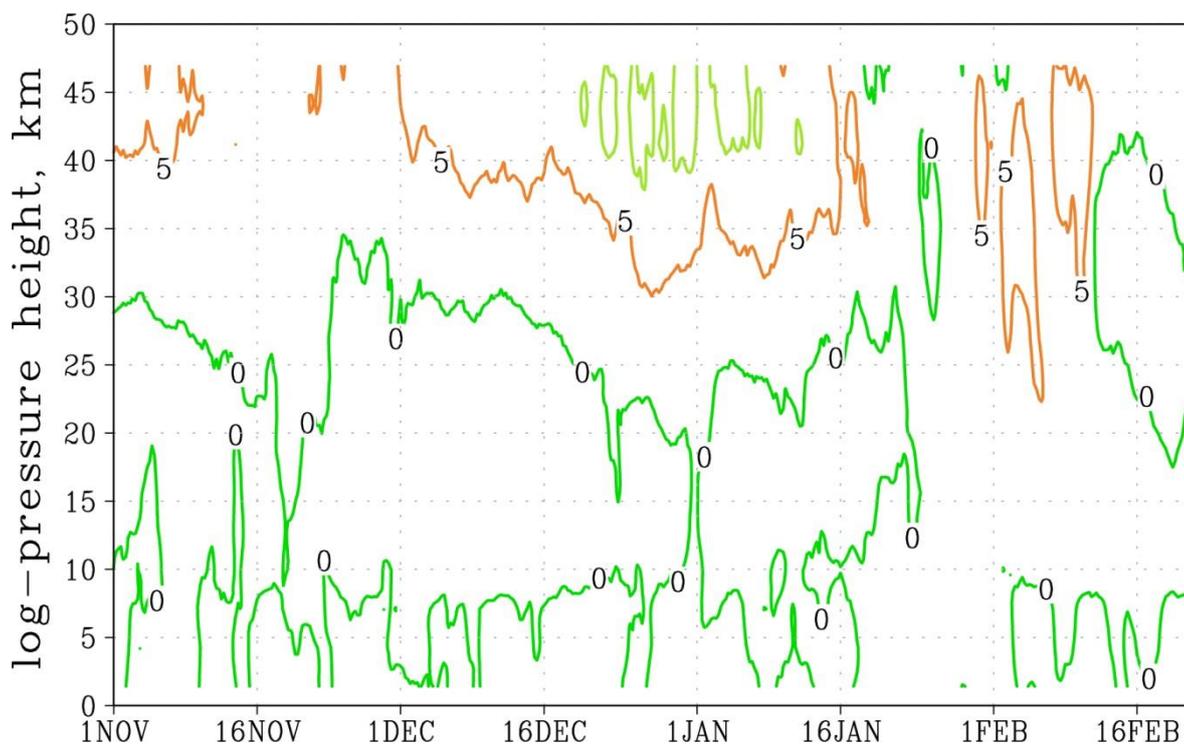
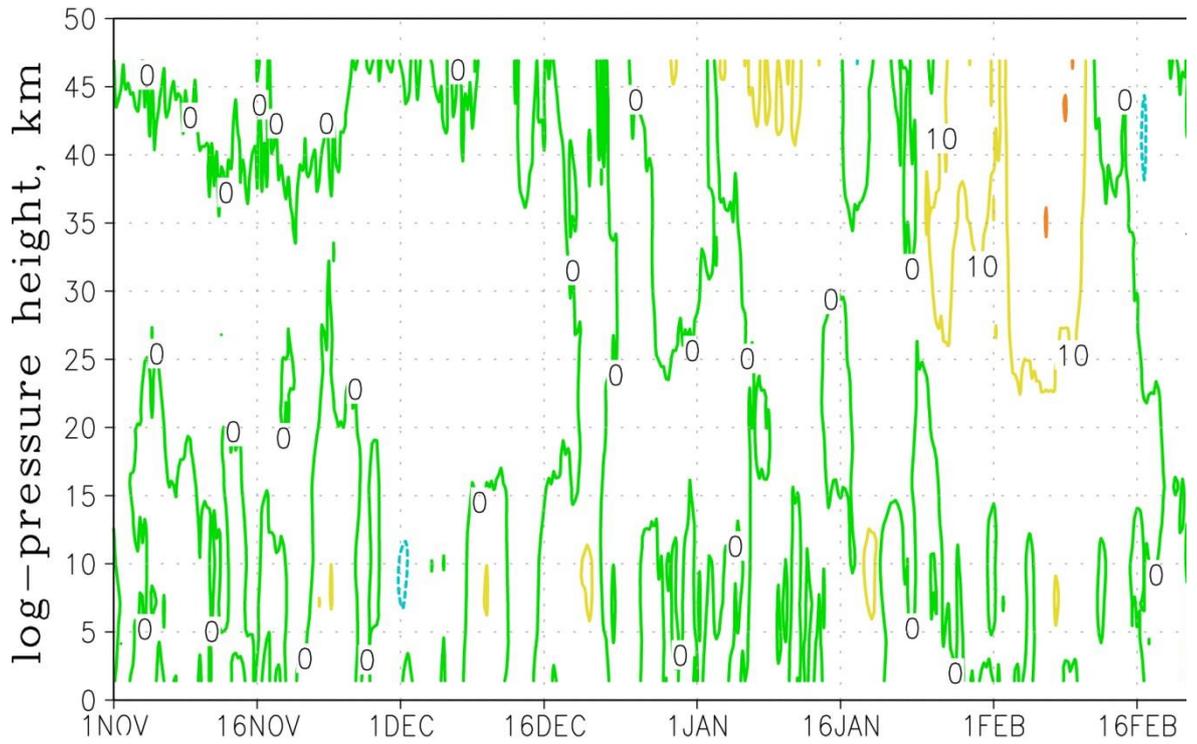


Рисунок 3. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5°-87,5° с.ш., с частотой изолиний 5°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), aveLN, LAT=62.5N



b) Temp-climate (K), aveLN, LAT=77-90N

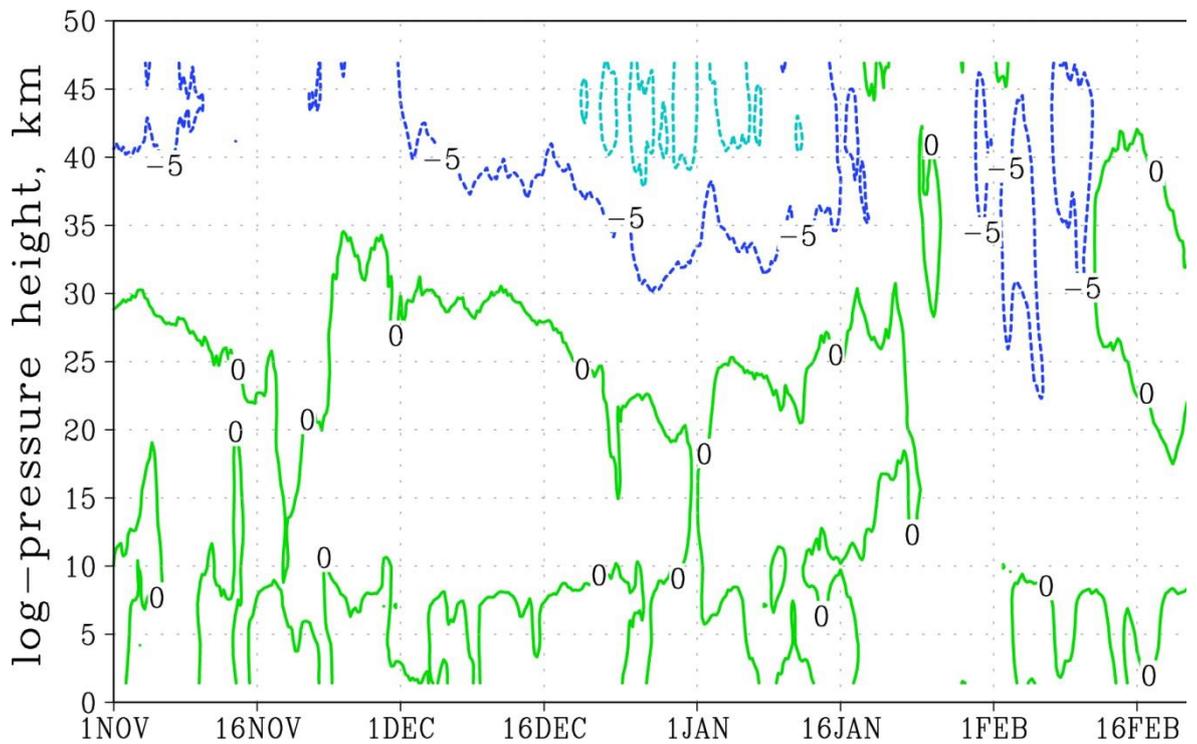


Рисунок 4. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5 с.ш., с частотой изолиний 5°. По оси X время, по оси Y высота

Проанализировав графики, построенные по данным реанализа JRA-55, можно сделать вывод, что стратосфера в зимы фаз Эль-Ниньо и Ла-Нинья существенно отличается. В годы Эль-Ниньо отмечается значительное потепление и отрицательные значения зонального ветра, в годы Ла-Нинья наблюдается похолодание и положительные значения зонального ветра.

Также в работе на основе данных реанализа был рассчитан трехмерный поток Элиассена-Пальма, который характеризует распространение квазистационарных планетарных волн. Интенсивное проникновение планетарных волн в стратосферу в начале зимнего периода (декабрь) приводит к изменениям динамики стратосферы и создает условия для формирования ВСП в середине зимы (январь).

3.2 Поток Элиассена-Пальма в положительную и отрицательную фазы ЭНЮК

Поток Элиассена-Пальма – величина вектора с ненулевыми компонентами в плоскости широтной высоты, направление и величина которого определяют относительную важность потоков вихревого тепла и импульса.

Когда вектор потока Элиассена-Пальма (EPF) направлен вверх, доминирует меридиональный поток тепла; когда вектор EPF указывает в меридиональном направлении, преобладает меридиональный поток зонального импульса.

Расхождение потока Элиассена-Пальма чаще используется в качестве диагностического инструмента, поскольку он пропорционален вихревому потенциалу потока завихренности. В частном случае, когда дивергенция EPF равна нулю, баланс теплового ветра поддерживается в идеализированной

зонально симметричной атмосфере через индукцию средней меридиональной циркуляции, даже несмотря на то, что волны создают значительные потоки вихревых потоков тепла и импульса.

Поток Элиассена-Пальма (EP-поток) является нелинейной величиной. Следовательно, правильный способ вычисления усредненного по времени EP-потока состоит в том, чтобы вычислять его в каждом шаге по времени и усреднить результаты. Вычисление EP-потока из среднемесячных значений U , V , T приведет к сглаженным результатам, которые могут быть хороши с точки зрения шаблонов, но, скорее всего, не будут иметь детальной структуры «правильного» среднемесячного EP-потока.

Наиболее значительное распределение волновой активности в стратосферу (особенно непосредственно перед ВСП) обычно наблюдается над северо-востоком Евразии, а распространение вниз – над Канадой и северо-западом Атлантики. Этот регион, выявленный в средней и нижней стратосфере, был назван «волновой дырой».

Далее в работе, на основе рассматриваемых данных, были построены графики, демонстрирующие поток Элиассена-Пальма. Поток рассчитывался для 5 дней. То есть каждый месяц (январь и февраль) разбивался на 6 периодов. В Приложении 1 представлены рисунки с потоком Элиассена – Пальма для января и февраля каждого исследуемого года. Рисунок 17 – январь 1971 года, рисунок 18 – февраль 1971 года, рисунок 19 – январь 1974 года, рисунок 20 – февраль 1974 года, рисунок 21 – январь 1983 года, рисунок 22 – февраль 1983 года, рисунок 23 – январь 1987 года, рисунок 24 – февраль 1987 года, рисунок 25 – январь 1989 года, рисунок 26 – февраль 1989 года, рисунок 27 – январь 1992 года, рисунок 28 – февраль 1992 года, рисунок 29 – январь 1998 года, рисунок 30 – февраль 1998 года, рисунок 31 – январь 2000 года, рисунок 32 февраль 2000 года, рисунок 33 – февраль 2008 года, рисунок 34 – февраль 2016 года.

На рисунках 5 и 6 представлены явари с наиболее характерными потоками для отрицательной и положительной фаз ЭНЮК.

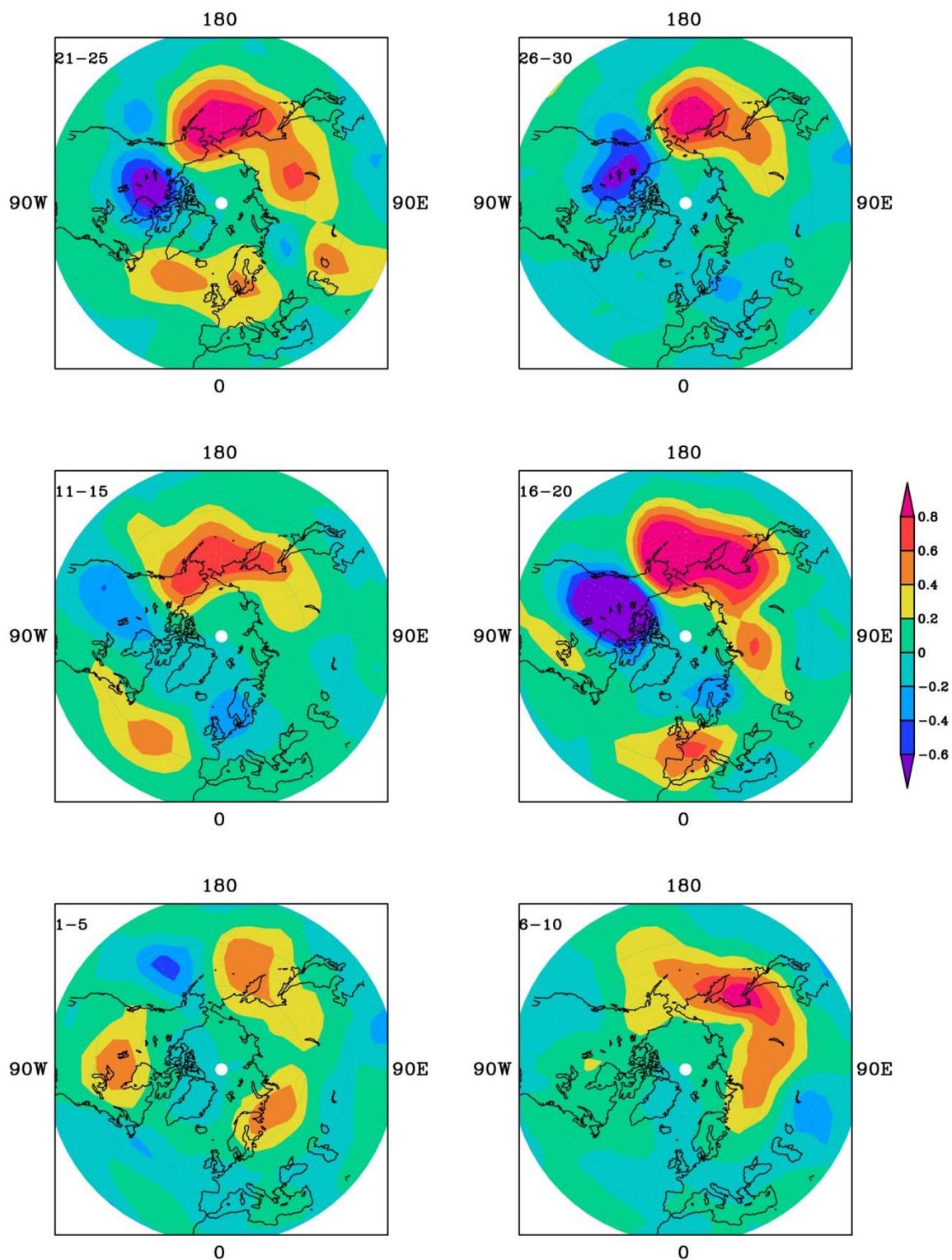


Рисунок 5. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 2008 года (фаза Ла-Нинья)

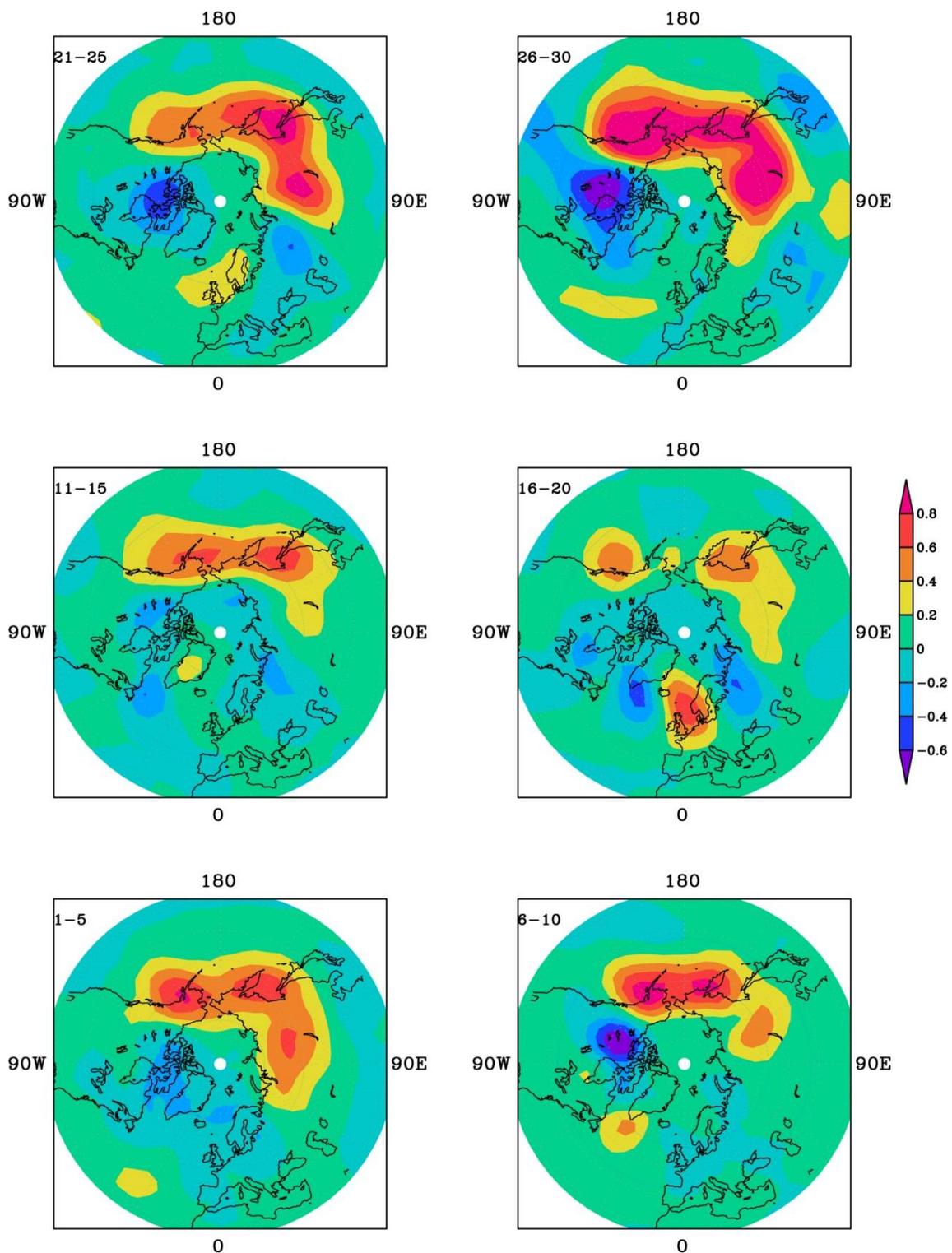


Рисунок 6. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 2016года (фаза Эль-Ниньо)

Проанализировав рассчитанные потоки и приняв во внимание события ВСП, можно сделать следующие выводы:

1. При отрицательной фазе ЭНЮК за несколько дней до ВСП на северо-западе Атлантики поток меняет свой знак. Чаще слабо отрицательный поток становится сильно положительным в дни, когда наблюдается ВСП.
2. Никаких изменений в потоке не отмечается, если наблюдается раннее ВСП (конец декабря – начало января).
3. Января годов фазы Ла-Нинья в области «волновой дыры» имеют как положительные, так и отрицательные потоки, а январы годов фазы Эль-Ниньо имеют либо строго положительный поток на протяжении всего месяца, либо строго отрицательный для Европейской части России.
4. Так же следует отметить более обширный по площади положительный поток над Сибирью, а также на Дальнем Востоке в январе при отрицательной фазе ЭНЮК при сравнении с положительной фазой.

Все больше появляется исследований, посвященных связи волновой активности, сдвига ветра на высотах стратосферы и изменения приземной температуры воздуха. Так, например, при анализе ВСП и термодинамического режима стратосферы зимой 2013 года, авторы [47] пришли к выводам, что поворотная кривизна в отрицательном сдвиге ветра действует как волновод для планетарных волн, отражающихся в тропосфере. В течение всего процесса планетарные волны отражаются над Центральной частью Евразийского континента. Это приповерхностное увеличение активности волн вызывает низкоуровневую термическую адвекцию и возникновение экстремальных холодов. Можно видеть, что во время события ВСП увеличение активности волн из-за отражения, по-видимому, отвечает за появление холодной погоды над центральной Евразией.

Отрицательный сдвиг ветра отвечает за кривизну на восток и отражение планетарной волны. Сильный отрицательный сдвиг ветра в

средней и верхней стратосфере, а также значительная вертикальная скорость по всей видимости оказывает влияние на вероятные области отражения и, следовательно, вспышки холодных волн. Таким образом, при заранее известной фазе ЭНЮК, а уже есть попытки прогнозирования фазы с заблаговременностью 3-4 месяца, можно ожидать ВСП с определенными характеристиками, а следовательно учитывать, каким образом это может сказаться при долгосрочном прогнозировании погоды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования в области стратосферно-тропосферного динамического взаимодействия должны способствовать повышению качества сезонных прогнозов, необходимых для отраслей экономики и населения, а также улучшению воспроизведения динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы в климатических моделях.

По итогам проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Даты наступления ВСП в зимние месяцы не зависят от фазы ЭНЮК. В зимы с положительной фазы ЭНЮК ВСП наблюдается значительно выше в стратосфере, чем в зимы с отрицательной фазой.
2. Такое явление как сползающее ВСП было отмечено только во время отрицательной фазы ЭНЮК.
3. Стратосфера в зимы положительной и отрицательной фазами ЭНЮК имеет резко отличающийся термодинамический режим. Зимы фазы Ла-Нинья значительно холоднее относительно климата, а зимы фазы Эль-Ниньо теплее. Зональные составляющие ветра в положительную и отрицательную фазы также различны: во время фазы Эль-Ниньо наблюдается западный ветер, а в Ла-Нинья – восточный.
4. Анализ трехмерного потока Элиассена-Пальма показал, что январь годов Эль-Ниньо имеют либо строго отрицательный поток весь месяц,

либо строго положительный для Европейской части России, а январь годов фазы Ла-Нинья в области «волновой дыры» могут иметь как положительные, так и отрицательные потоки в течение месяца.

5. Не отмечается никаких изменений в потоке, если наблюдается раннее ВСП.
6. Положительный поток над Сибирью и Дальним Востоком в январе при отрицательной фазе ЭНЮК имеет более обширную площадь, чем при отрицательной фазе.
7. Часто слабо отрицательный поток становится сильно положительным в дни, когда наблюдается ВСП.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Namias, J. Some statistical and synoptic characteristics associated with El Niño. *J. Phys. Oceanogr.* 1976, 6, 130–138.
2. Wyrtki, K. El Niño—The dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.* 1975, 5, 572–584.
3. McPhaden, M.J. El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences. In *Encyclopedia of Global Environmental Change 2002*; Munn, T., Ed.; John Wiley and Sons: Chichester, UK, 2002; Volume 1, pp. 353–370.
4. Rasmussen, E.M.; Dickinson, R.E.; Kutzbach, J.E.; Cleaveland, M.K. Climatology. In *Handbook of Hydrology*; Maidment, D., Ed.; McGraw-Hill: New York, NY, USA, 1993.
5. Trenberth, K.E. Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* 1984, 112, 326–332.
6. Trenberth, K.E.; Hoar, T.J. The 199995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record. *Geo. Res. Lett.* 1996, 23, 57–60.
7. Trenberth, K.E. The definition of El Niño. *Bull. Am. Met. Soc.* 1997, 78, 2771–2777.
8. Kiladis, G.N.; Loon, H.V. The Southern Oscillation. Part VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. *Mon. Weather Rev.* 1988, 116, 120–136.
9. Trenberth, K.E.; Hoar, T.J. The 199995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on Record. In *Proceedings of the Symposium on Global Ocean-Atmosphere-Land System (GOALS)*, Atlanta, GA, USA, 28 January–2 February 1996; pp. 84–87.
10. Rasmusson, E.M.; Carpenter, T.H. Variations in sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.* 1982, 110, 354–384.

11. Hurrell, J. Influences of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geo. Res. Lett.* 1996, 23, 665–668.
12. Namias, J. Interactions of circulation and weather between hemispheres. *Mon. Weather Rev.* 1963, 91, 482–486.
13. Bjerknes, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus* 1966, 18, 820–829.
14. Bjerknes, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Mon. Weather Rev.* 1969, 97, 163–172.
15. Hoskins, B.J.; Simmons A.J.; Andrews, D.G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1977, 103, 553–567.
16. Horel, J.; Wallace, J. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation. *Mon. Weather Rev.* 1981, 109, 813–829.
17. Hoskins, B.J.; Karoly, D.J. The steady linear response of aspherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.* 1981, 38, 1179–1196.
18. Wallace, J.M.; Gutzler, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.* 1981, 109, 784–812.
19. Simmons, A.J.; Wallace, J.M.; Branstator, G. Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.* 1983, 40, 1363–1392.
20. Kok, C.J.; Opsteegh, J.D. Possible causes of anomalies in seasonal mean circulation patterns during the 1982–1983 El Niño event. *J. Atmos. Sci.* 1985, 42, 677–694.
21. Held, I.M.; Lyons S.W.; Nigam S. Transients and the extratropical response to El Niño. *J. Atmos. Sci.* 1989, 46, 163–174.

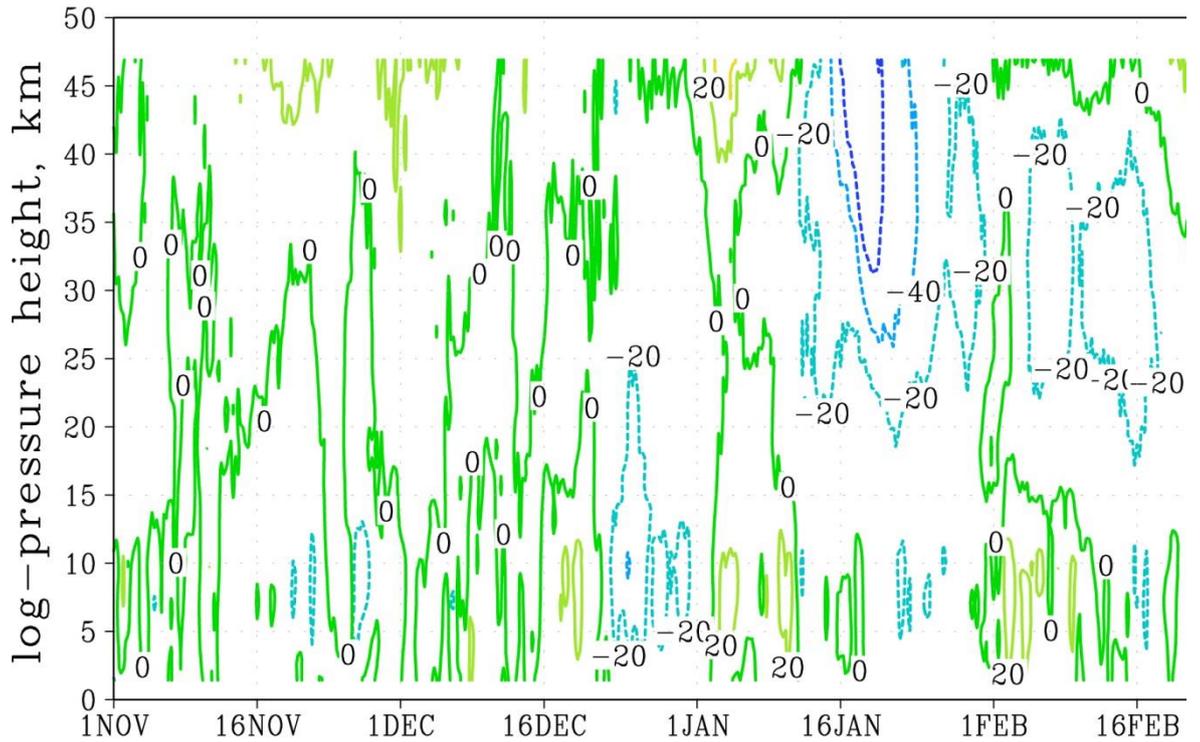
22. Hoerling, M.P.; Ting, M. Organization of extratropical transients during El Niño. *J. Clim.* 1994, 7, 745–766.
23. Newell, R.E.; Weare, B.C. Factors governing tropospheric mean temperature. *Science* 1976, 194, 1413–1414.
24. Angell, J.K. Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Mon. Weather Rev.* **1981**, 109, 230–242.
25. Pan, Y.H., Oort, A.H. Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958–1973 period. *Mon. Weather Rev.* **1983**, 111, 1244–1258.
26. Reid, G.C.; Gage, K.S.; McAfee, J.R. The thermal response of the tropical atmosphere to variations in equatorial Pacific sea-surface temperatures. *J. Geophys. Res.* **1989**, 94, 705–716.
27. Yulaeva, E.; Wallace, J.M. The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from microwave sounding unit. *J. Clim.* **1994**, 7, 1719–1736.
28. Kumar, A.; Hoerling, M.P. The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. *J. Clim.* **2003**, 16, 1391–1403.
29. Jin, M.; Dickinson, R.E. Land surface skin temperature climatology: Benefitting from the strengths of satellite observations. *Environ. Res. Lett.* **2010**, 5, 044004.
30. Jin, M.; Shepherd, J.M. Aerosol relationships to warm season clouds and rainfall at monthly scales over east China: Urban land *versus* ocean. *J. Geophys. Res.* **2008**, 113, D24S90, doi:10.1029/2008JD010276.
31. Hahmann, A.N.; Dickinson, R.E. A fine-mesh land approach for general circulation models and its impact on regional climate. *J. Clim.* **2001**, 14, 1634–1646.
32. Schneider, E.K.; Fan, M.; Kirtman, B.P.; Dirmeyer, P.A. Potential effects of Amazon deforestation on tropical climate. IGES/COLA Rep. **2006**, 1–41.

33. Zeng, N.; Dickinson, R.E.; Zeng, X. Climatic impact of Amazon deforestation—A mechanistic model study. *J. Clim.* **1996**, *9*, 859–883.
34. Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S. North American Precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Mon. Weather Rev.* **1986**, *114*, 2352–2362.
35. Wang, H.; Fu, R. Winter monthly mean atmospheric anomalies over the North Pacific and North America associated with El Niño SSTs. *J. Clim.* **2000**, *13*, 3435–3447.
36. Florida Climate Center, 2009. Available online: http://coaps.fsu.edu/climate_center/outlooks/seasonal2009_wi.shtml (accessed on 14 January 2002).
37. Kiladis, G.N.; Diaz, H.F. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Clim.* **1989**, *2*, 1069–1090.
38. Ricard, J.P. Regional impacts of El Niño on Europe and the Mediterranean Basin (bilingual-French title: Impacts régionaux de El Niño sur l'Europe et le bassin Méditerranéen). *MEDIAS Newsletter* (bilingual: la lettre de MEDIAS) **2000**, *12*, 27–29.
39. Wilby, R. Evidence of ENSO in the synoptic climate of the British Isles since 1880. *Weather* **1993**, *48*, 234–239.
40. Fraedrich, K. An ENSO impact on Europe? *Tellus* **1994**, *46*, 541–552.
41. Lindzen R.S. and S. Nigam (1987). On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, *44*, 2418-2436.)
42. Walker, G.T. (1924). Correlation in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*, **24**, (9) ,275-333.
43. James I.N. (1994). Introduction to Circulating Atmospheres, Cambridge University Press

44. Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432
45. (Bengtsson, L., P. Arkin, P. Berrisford, P. Bougeault, C. K. Folland, C. Gordon, K. Haines, K. I. Hodges, P. Jones, P. Kallberg, N. Rayner, A. J. Simmons, D. Stammer, P. W. Thorne, S. Uppala, and R. S. Vose, 2007: The need for a dynamical climate reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 495–501.)
46. (Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka, 2008: Toward elimination of the warm bias in historic radiosonde temperature records--Some new results from a comprehensive intercomparison of upper-air data. *J. Climate*, **21**, 4587–4606. Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka, 2012: Homogenization of the global radiosonde temperature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *J. Climate*, **25**, 8108–8131.)
47. Nath, D. et al. Dynamics of 2013 Sudden Stratospheric Warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection. *Sci. Rep.* 6, 24174; doi: 10.1038/srep24174 (2016).

ПРИЛОЖЕНИЕ

a) wind-climate (m/s), 1970 1971 LN, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1970 1971 LN, LAT=77-87.5

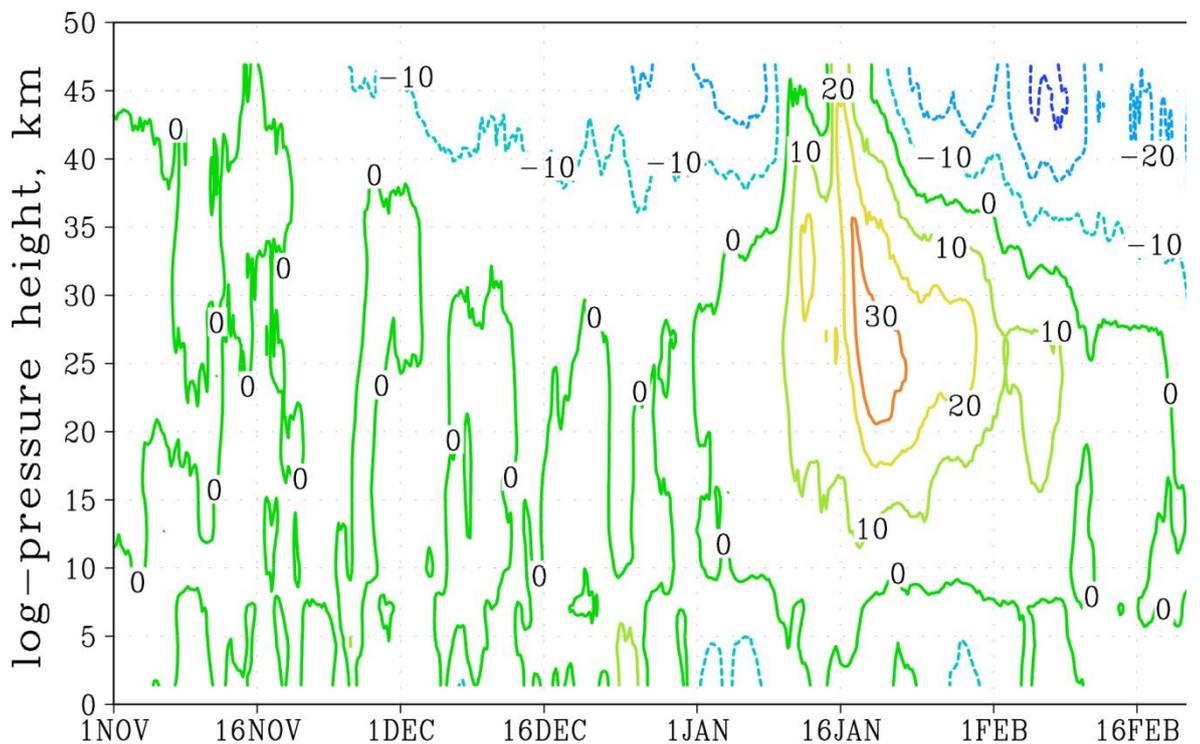
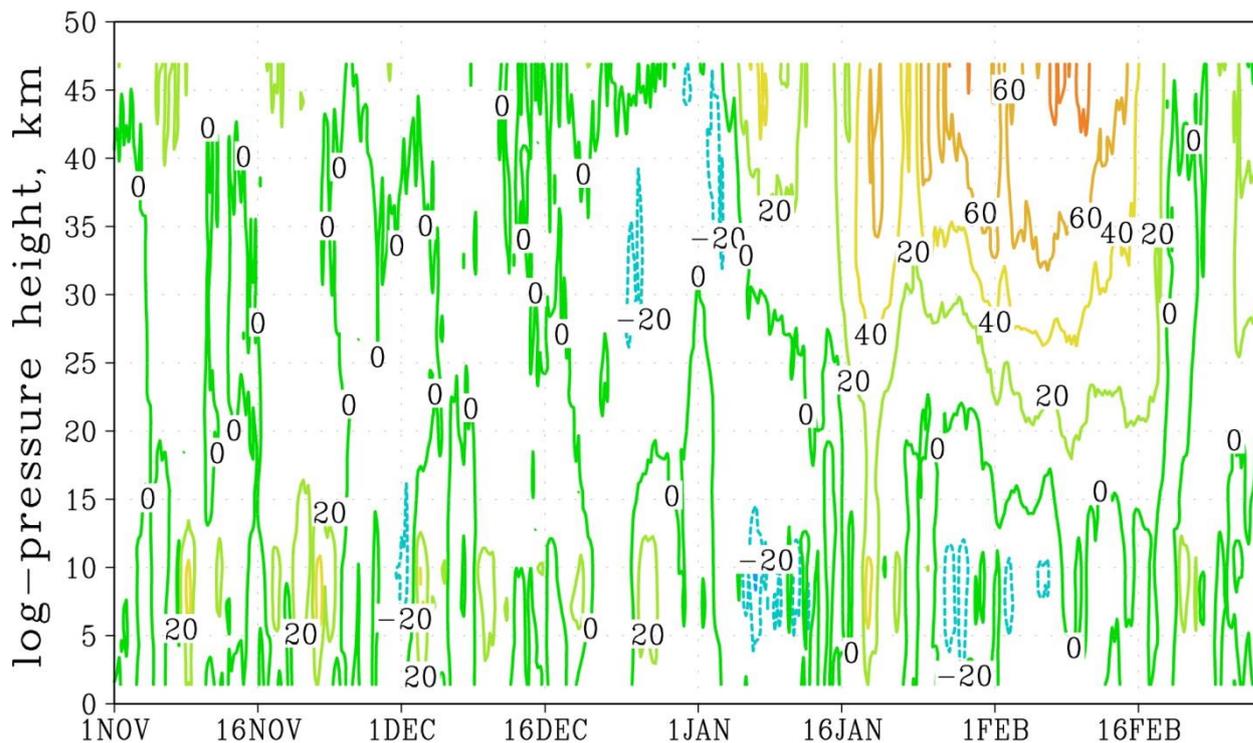


Рисунок 7. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5°с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1973 1974 LN, LAT=62.5N



b) Temp-climate (K), 1973 1974 LN, LAT=77-90N

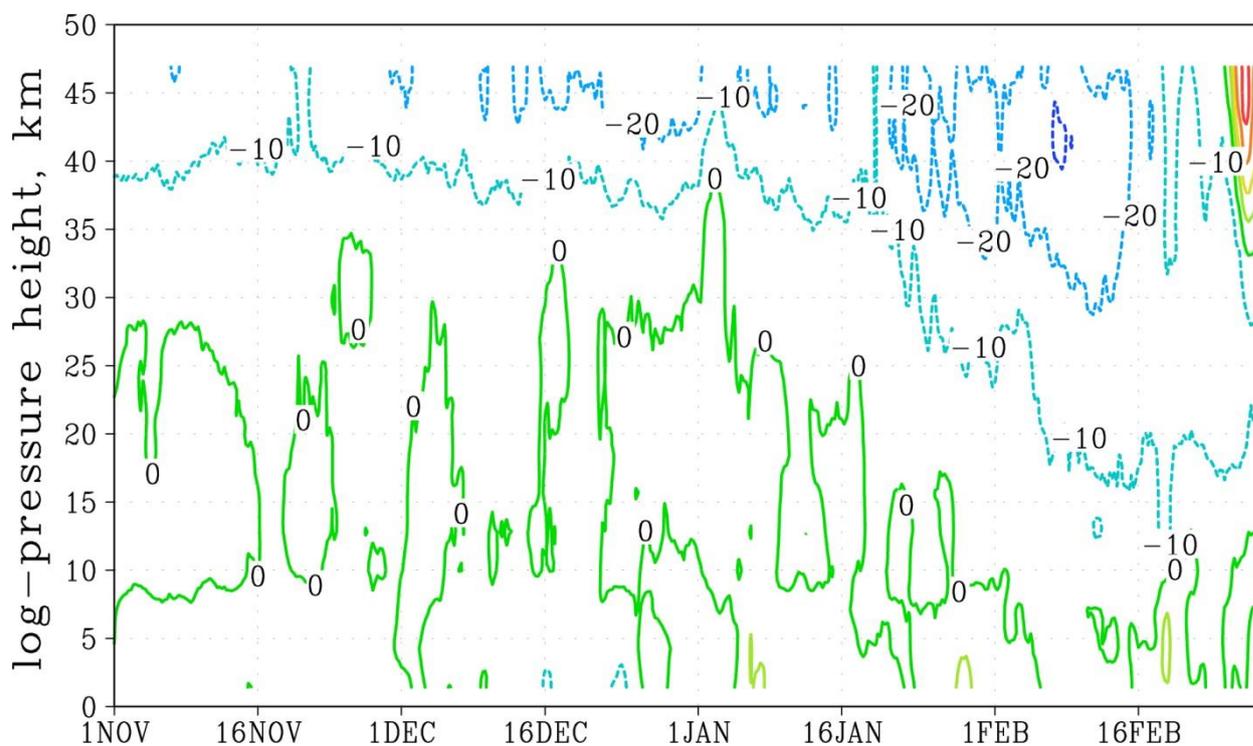
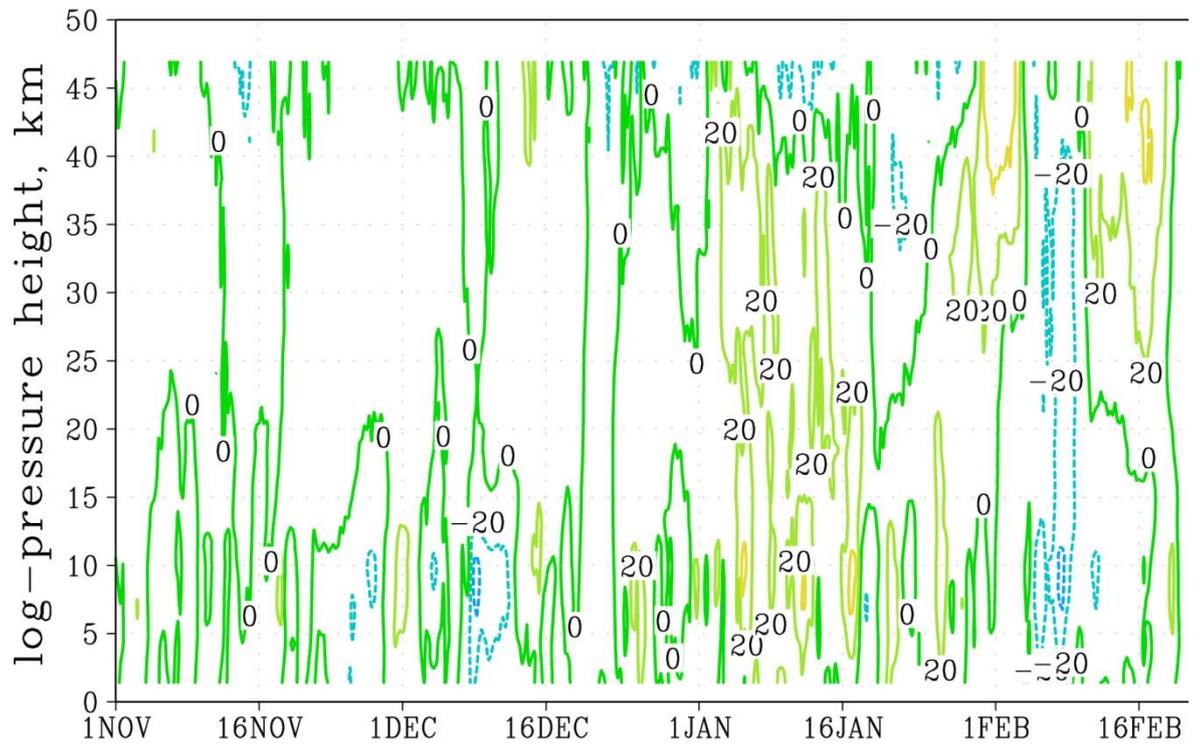


Рисунок 8. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5°с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1982 1983 EL, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1982 1983 EL, LAT=77-9

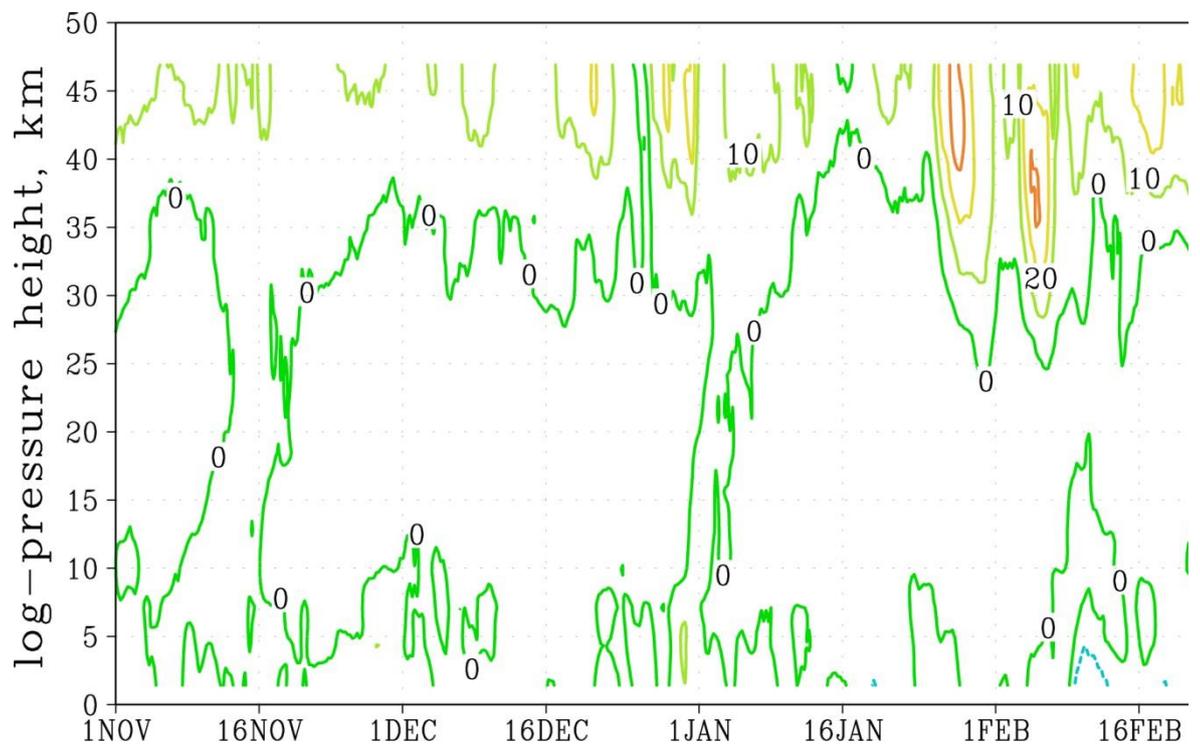
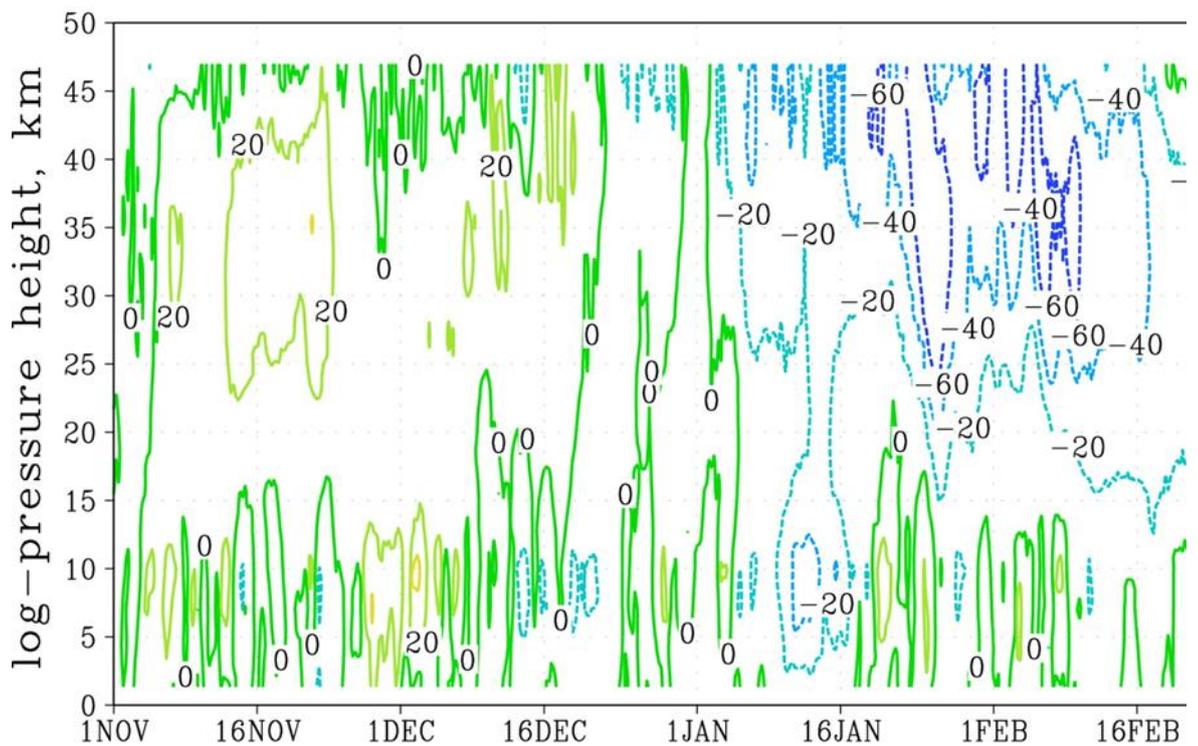


Рисунок 9. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5°с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1986 1987 EL, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1986 1987 EL, LAT=77-9

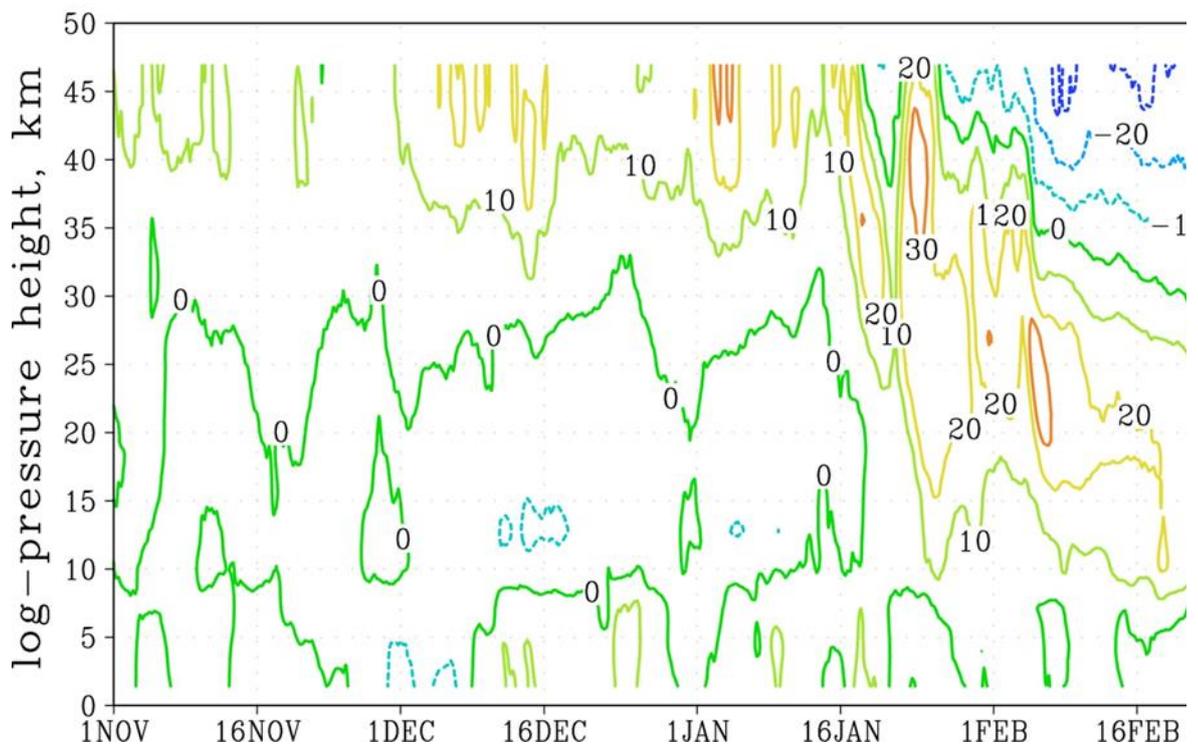
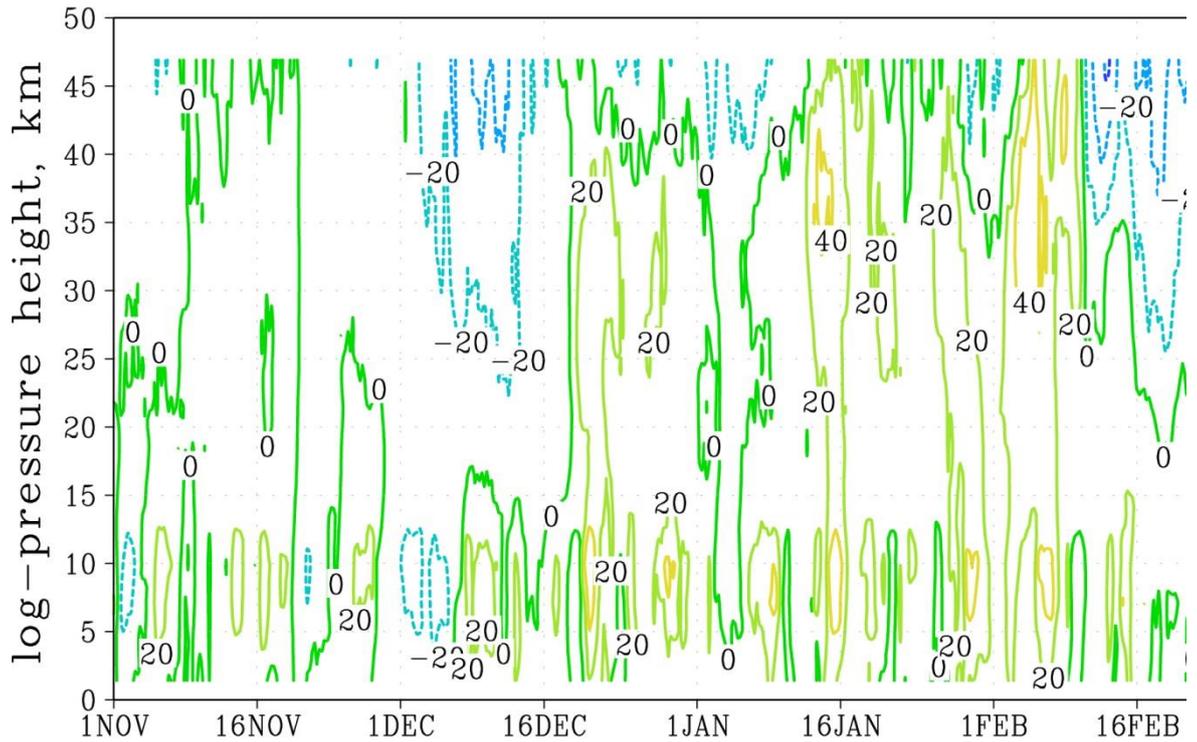


Рисунок 10. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5° с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1988 1989 LN, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1988 1989 LN, LAT=77-9

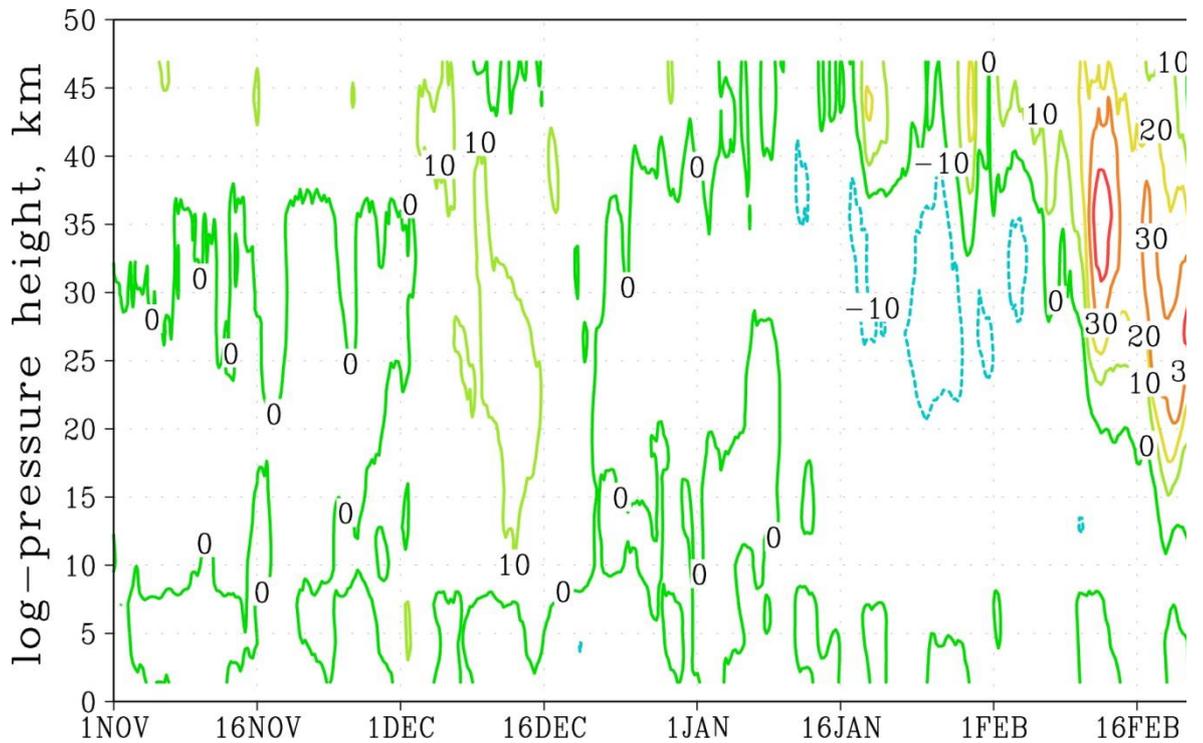
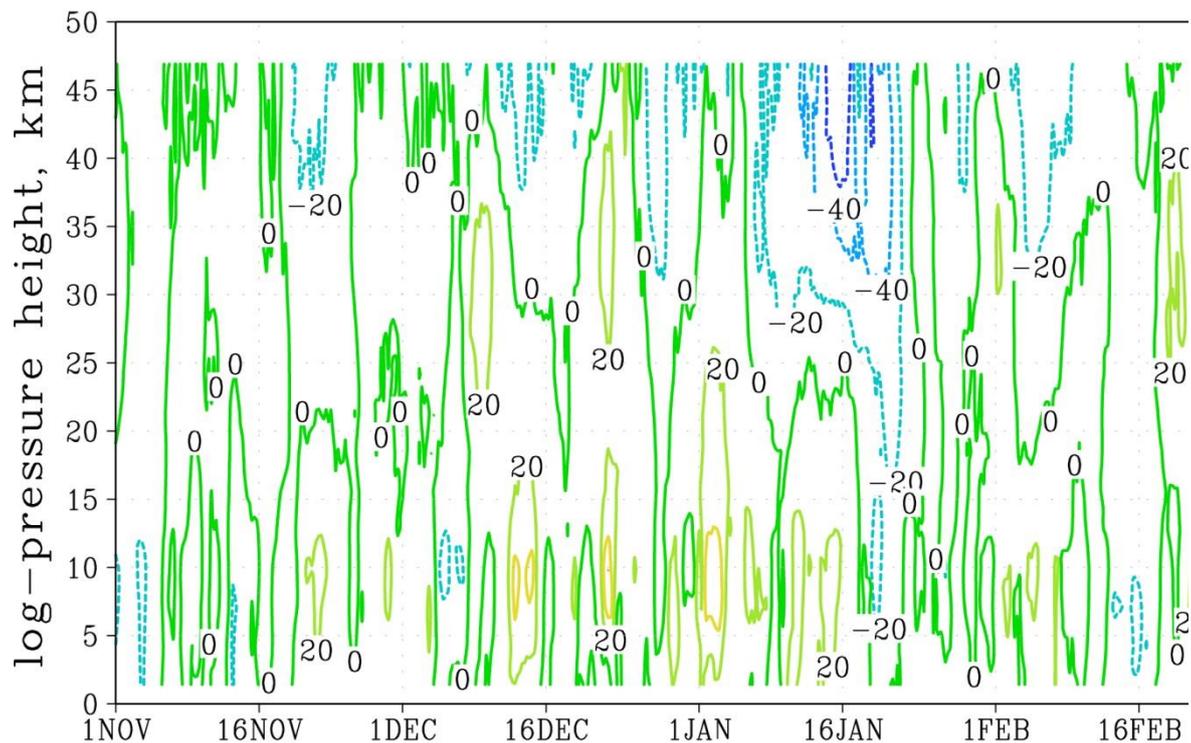


Рисунок 11. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5°с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1991 1992 EL, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1991 1992 EL, LAT=77-9

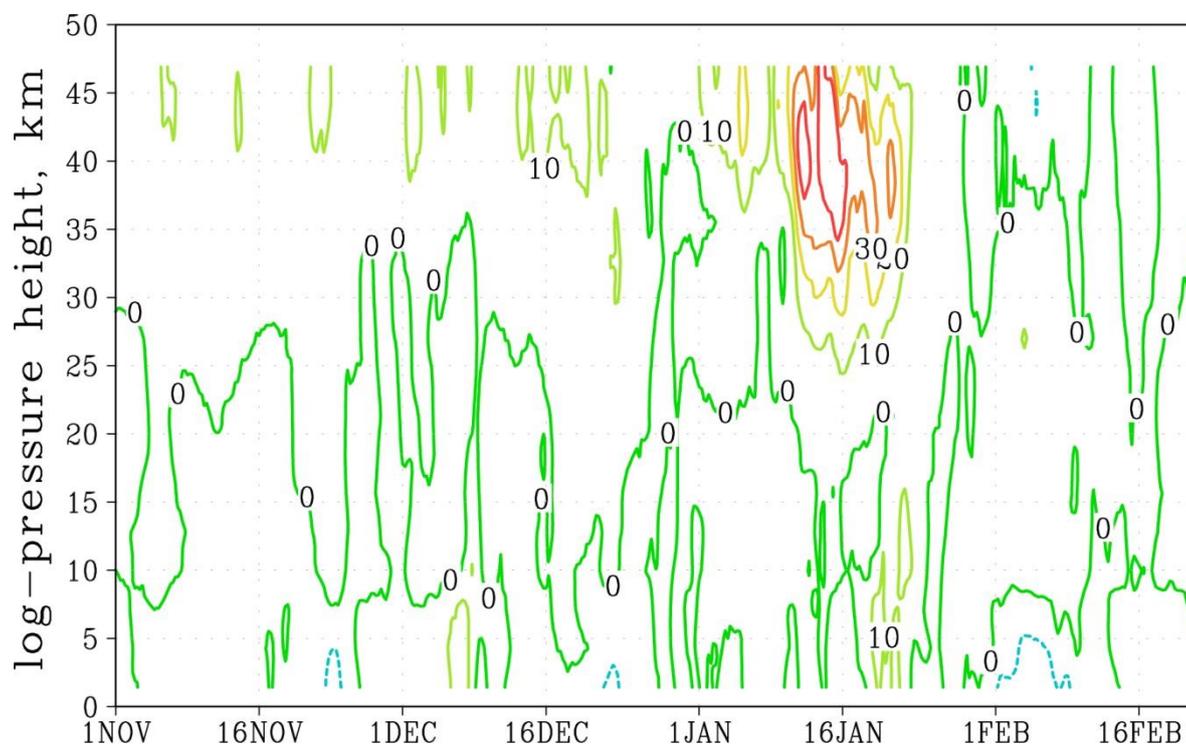
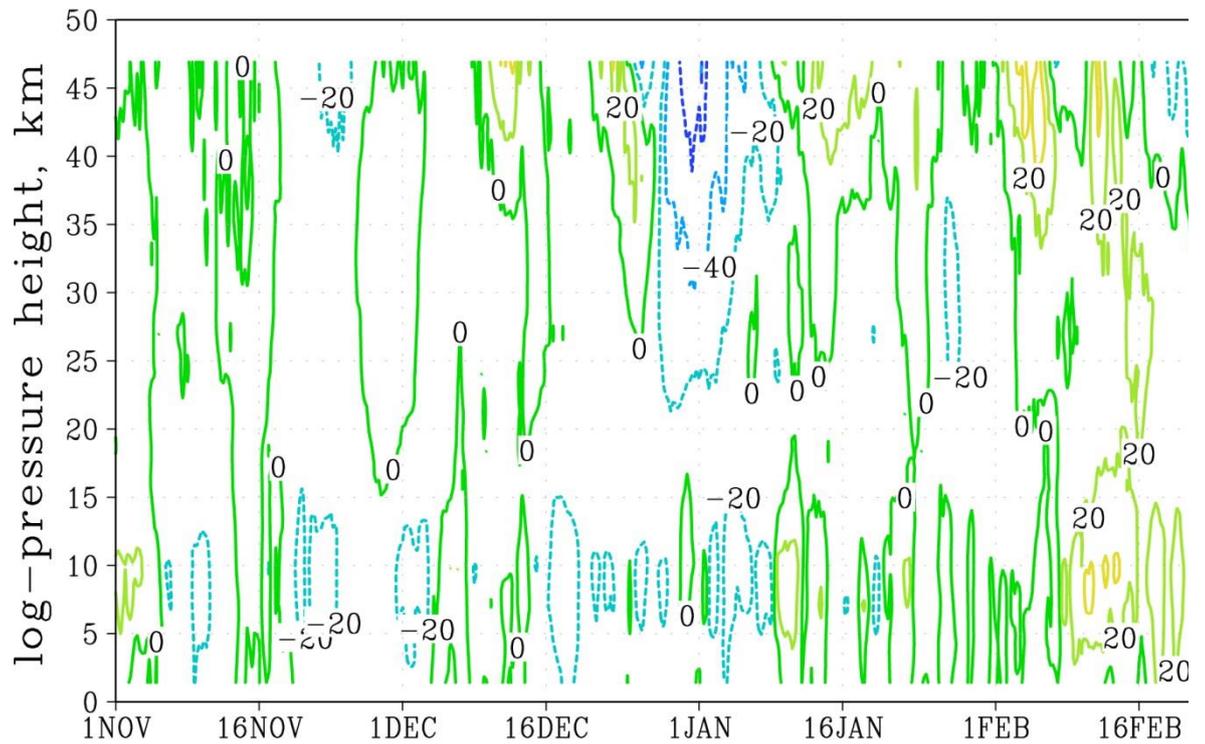


Рисунок 12. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5°с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1997 1998 EL, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1997 1998 EL, LAT=77-9

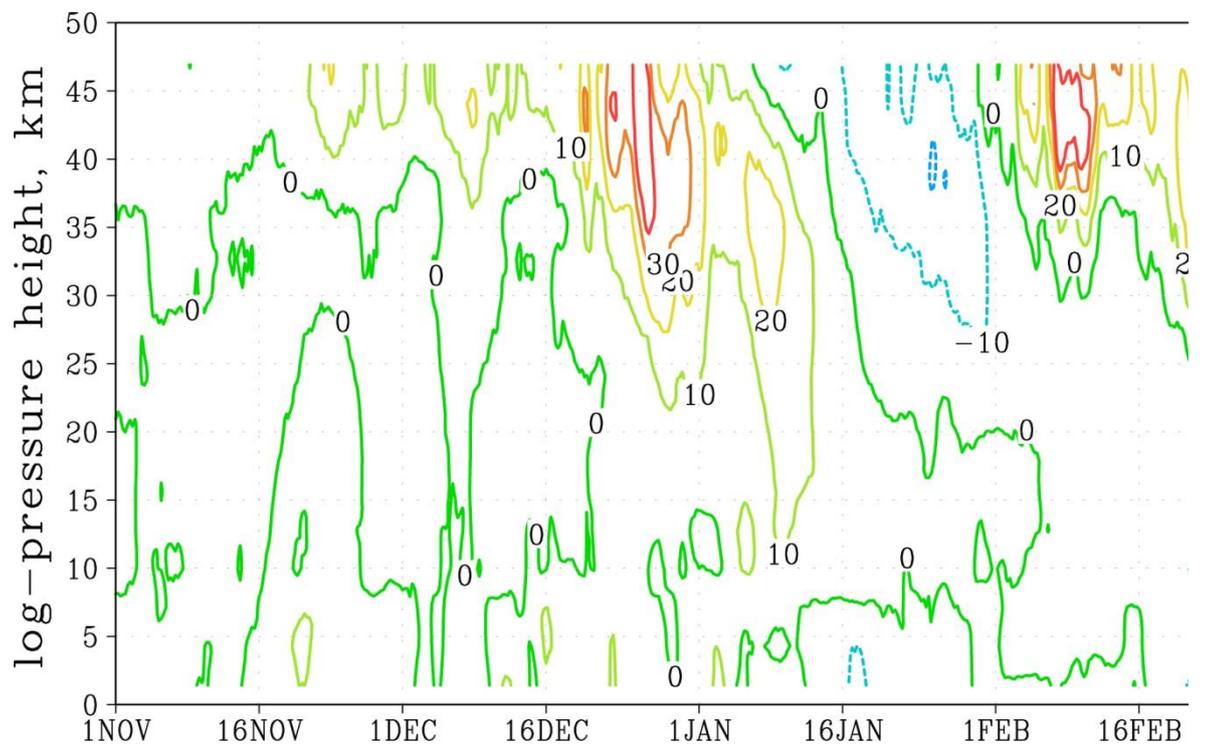
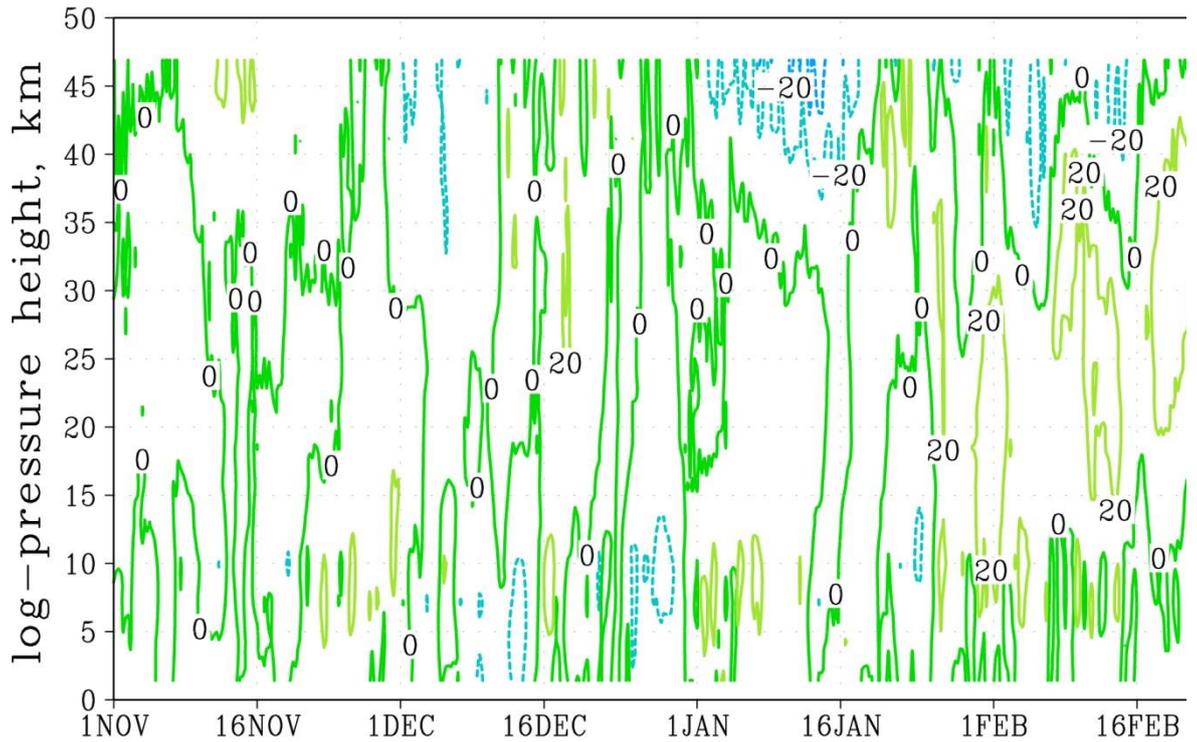


Рисунок 13. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5°с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 1999 2000 LN, LAT=62



b) Temp-climate (K), 1999 2000 LN, LAT=77-87.5

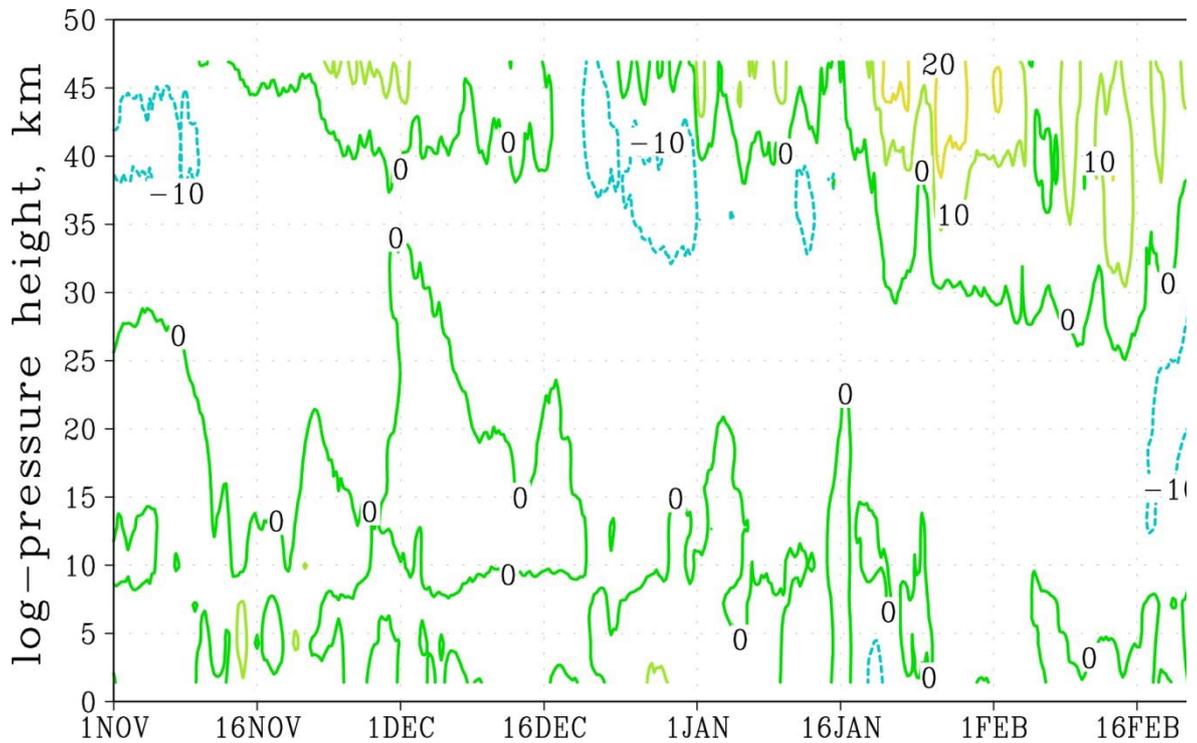
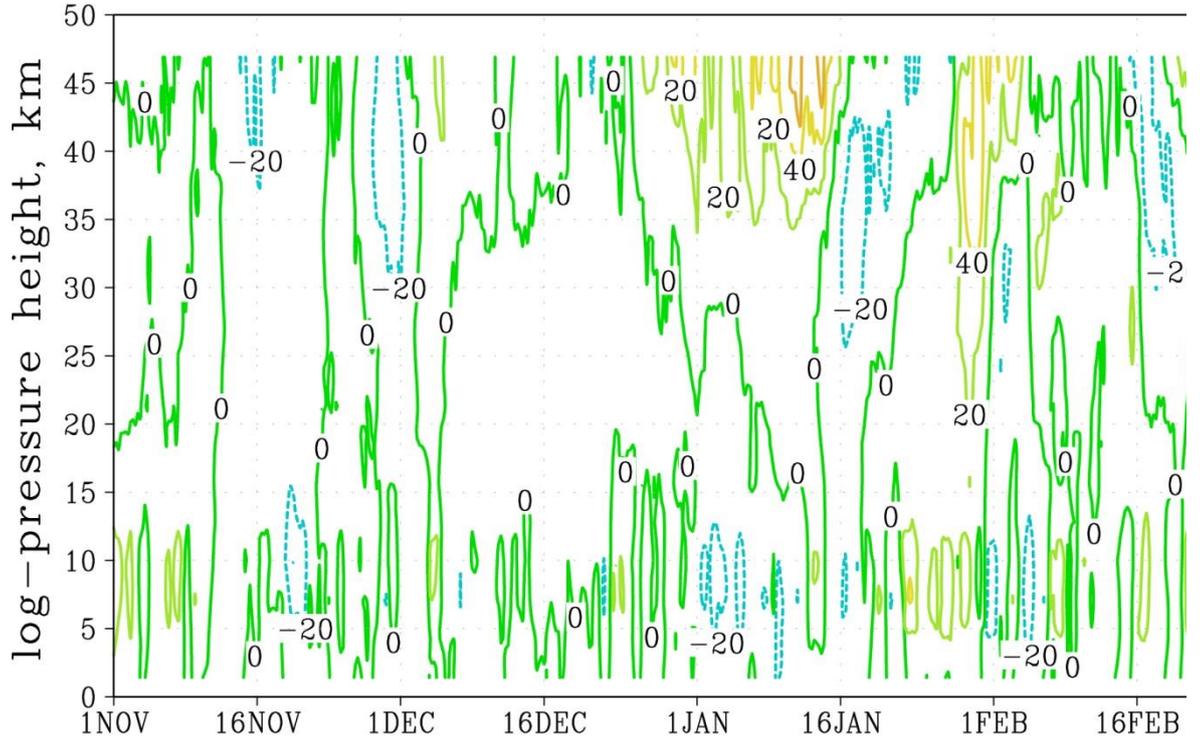


Рисунок 14. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5° с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 2007 2008 LN, LAT=62



b) Temp-climate (K), 2007 2008 LN, LAT=77-9

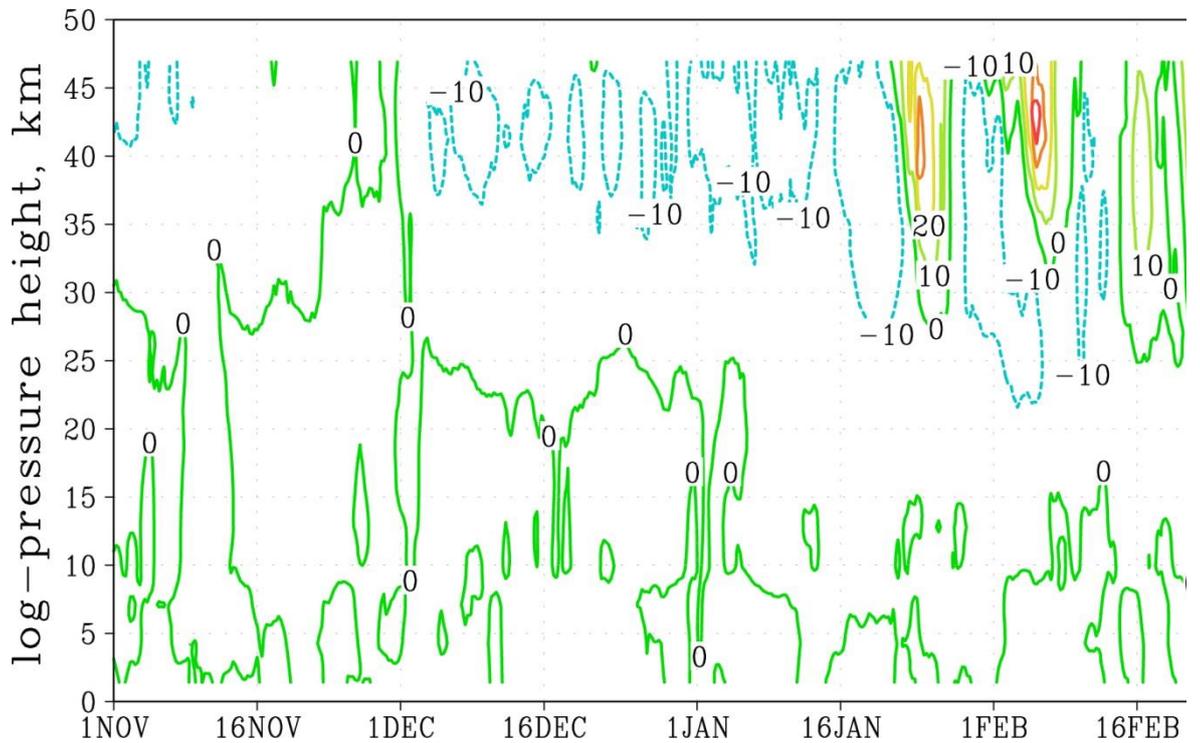
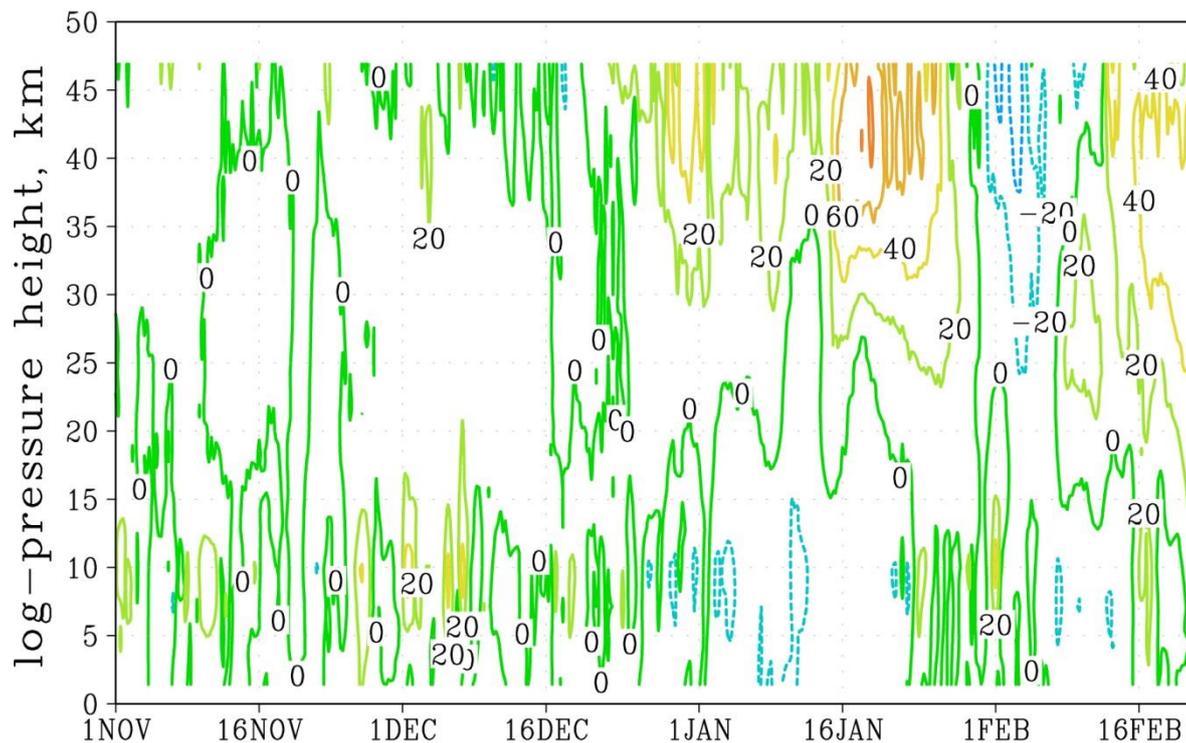


Рисунок 15. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5° с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

a) wind-climate (m/s), 2015 2016 EL, LAT=62



b) Temp-climate (K), 2015 2016 EL, LAT=77-9

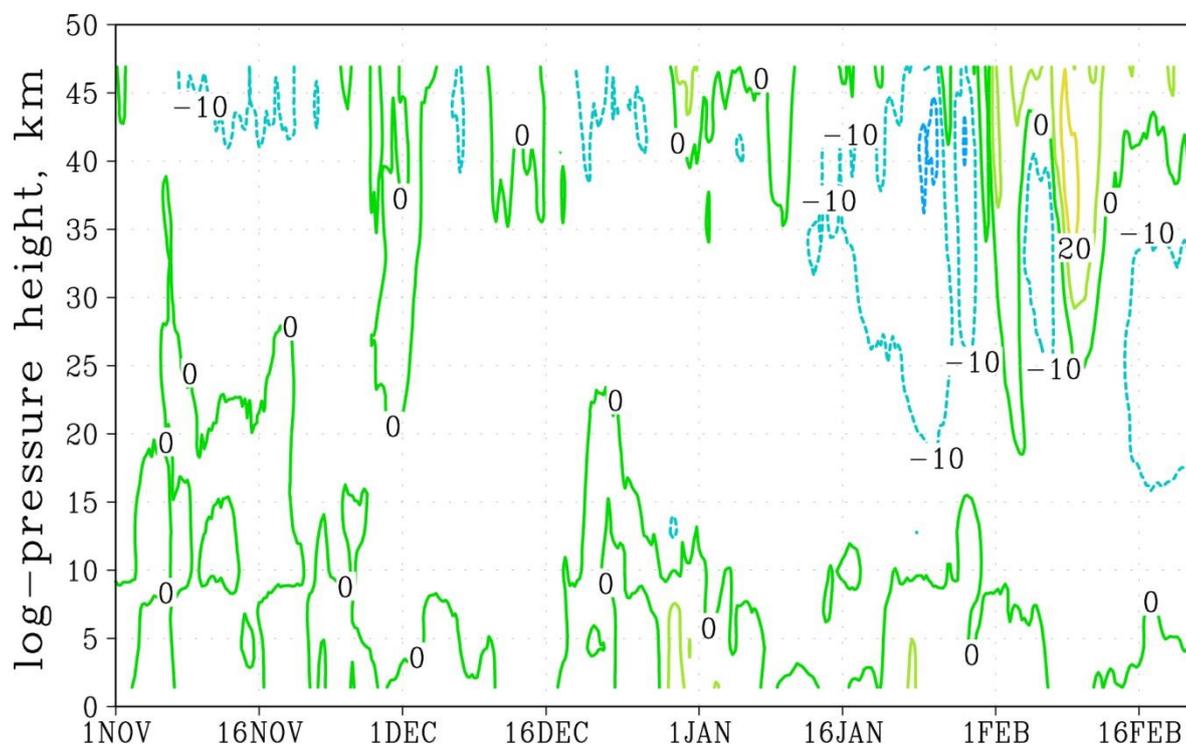


Рисунок 16. На графике представлено осредненное распределение температуры на широтах 77,5-87,5° с.ш., с частотой изолиний 10°. По оси X время, по оси Y высота

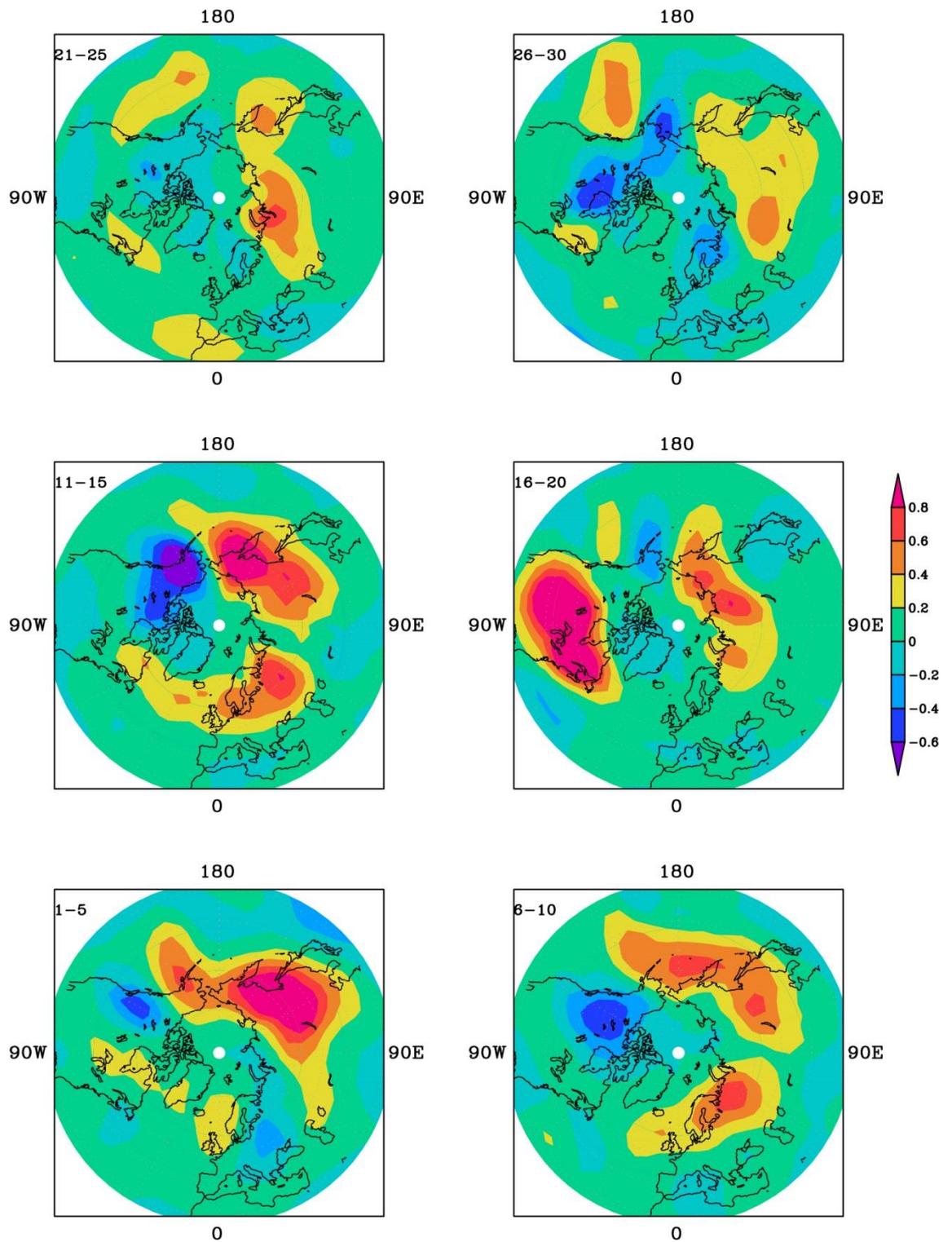


Рисунок 17. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1971 года(фаза Ла-Нинья)

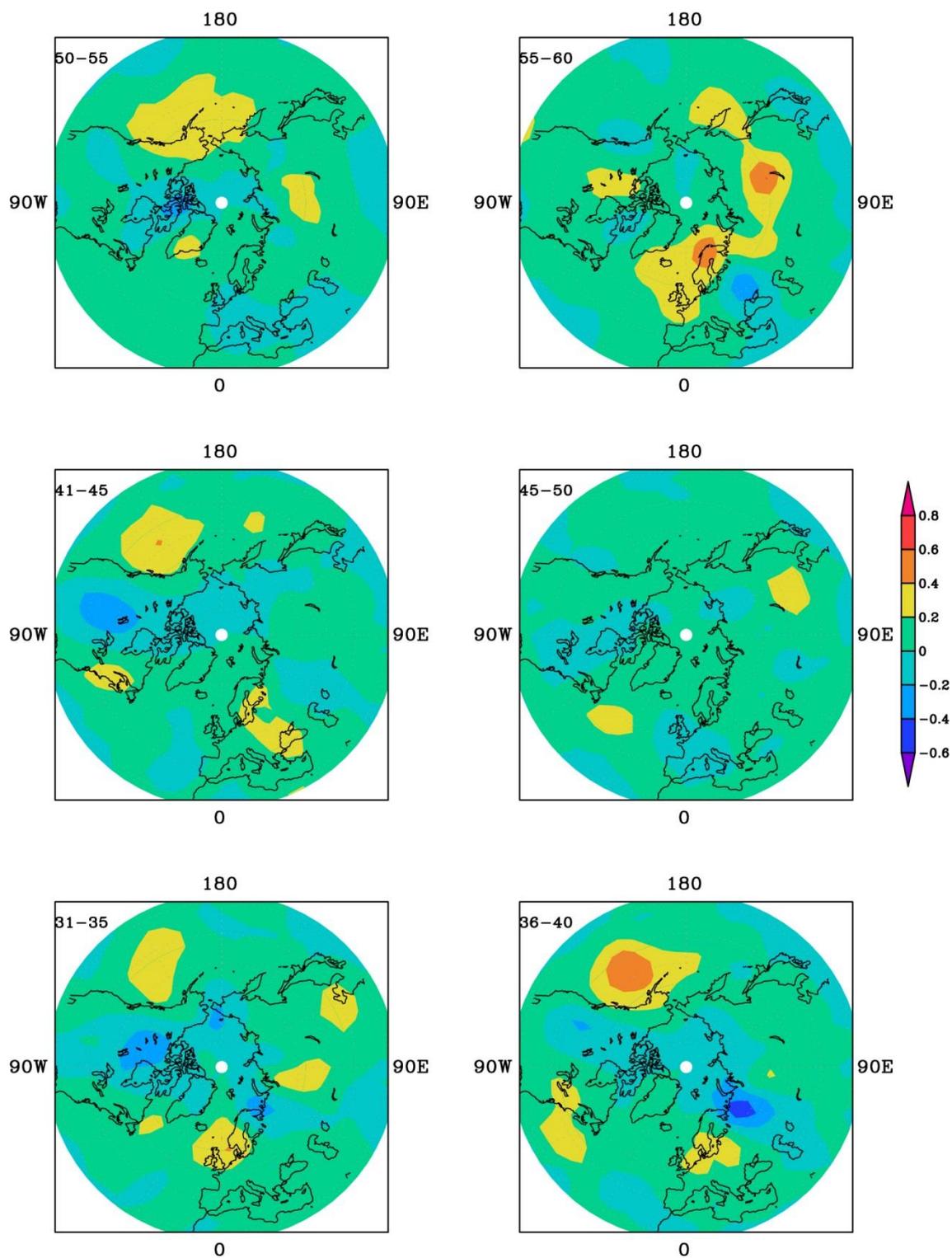


Рисунок 18. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1971 года(фаза Ла-Нинья)

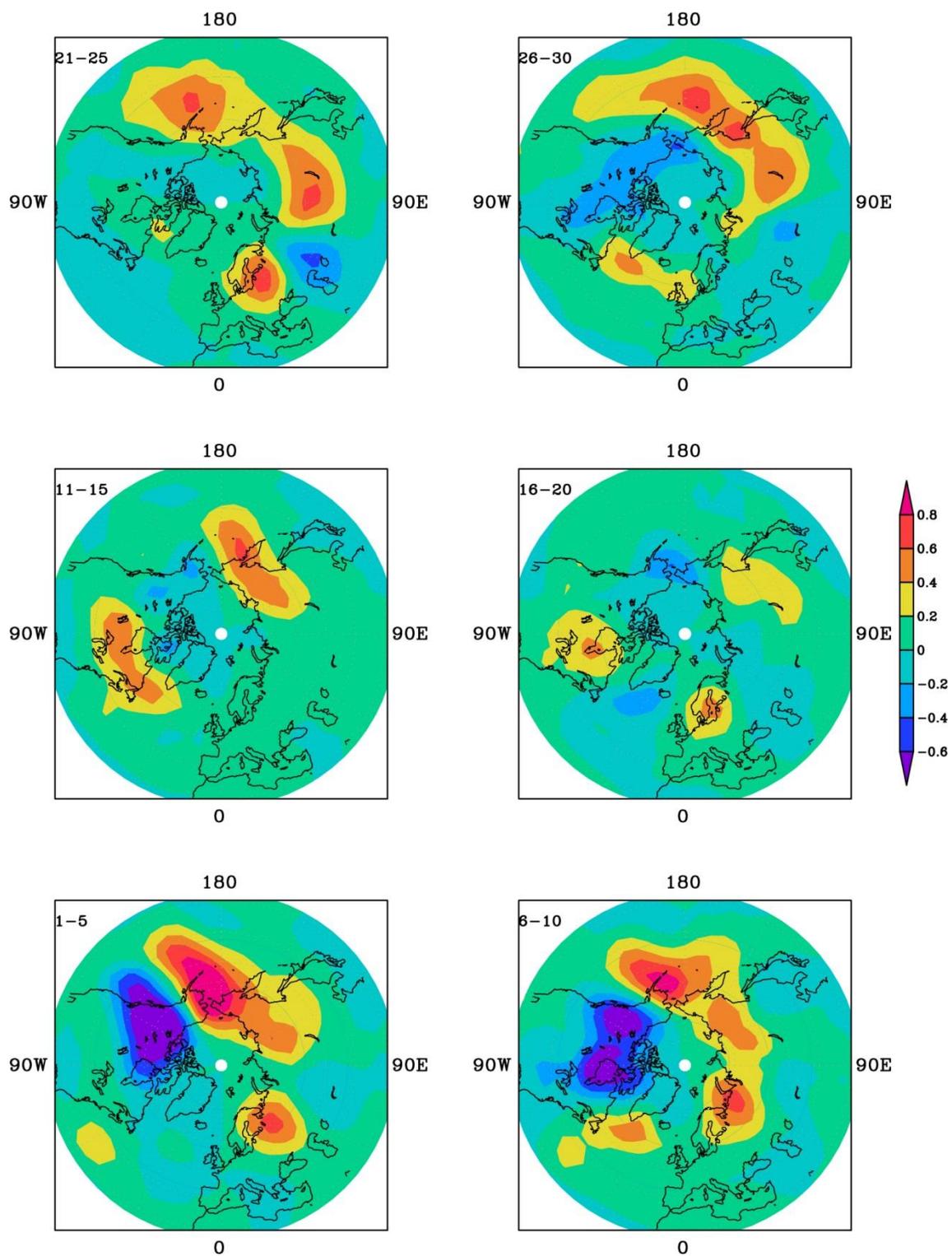


Рисунок 19. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1974 года(фаза Ла-Нинья)

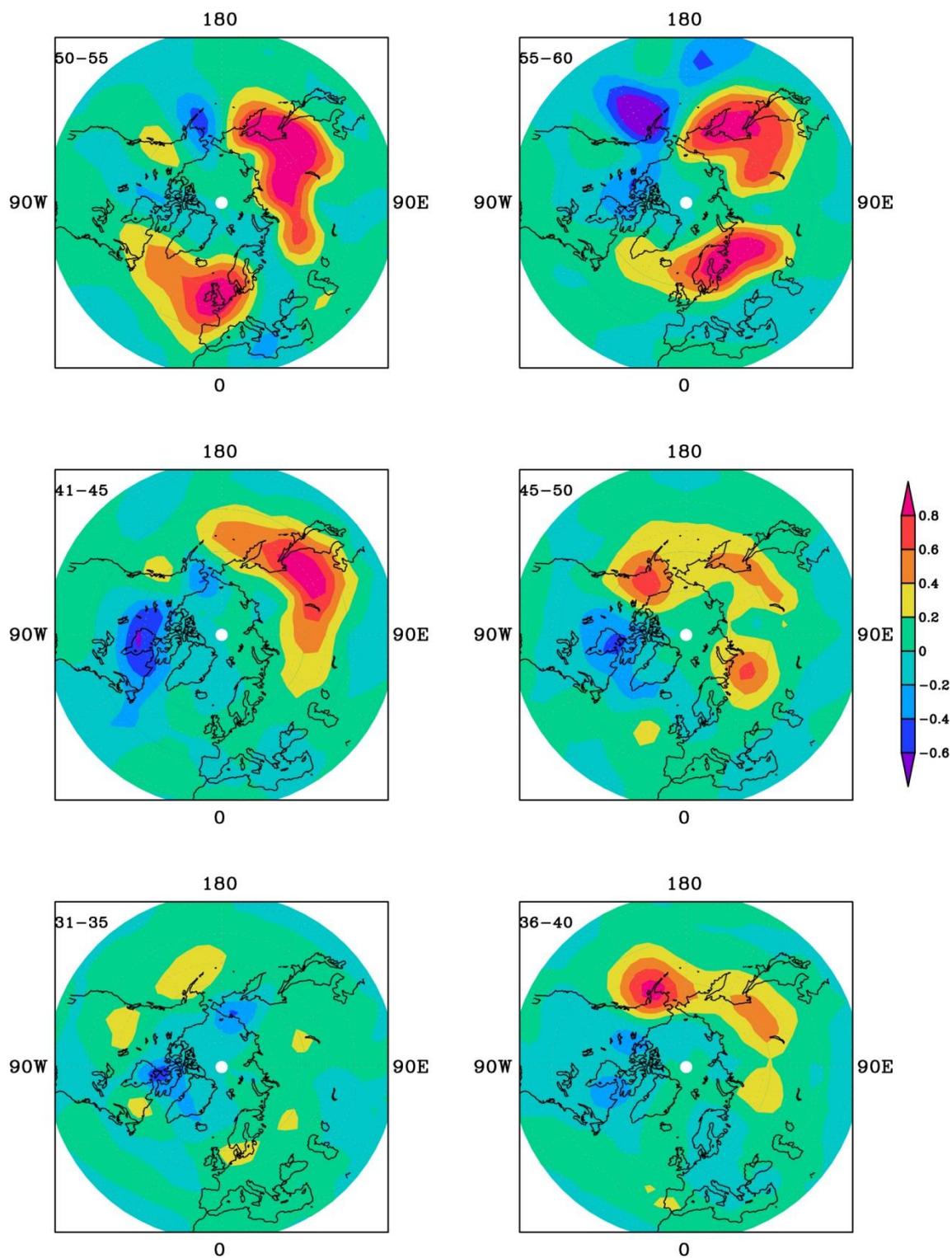


Рисунок 20. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1974 года(фаза Ла-Нинья)

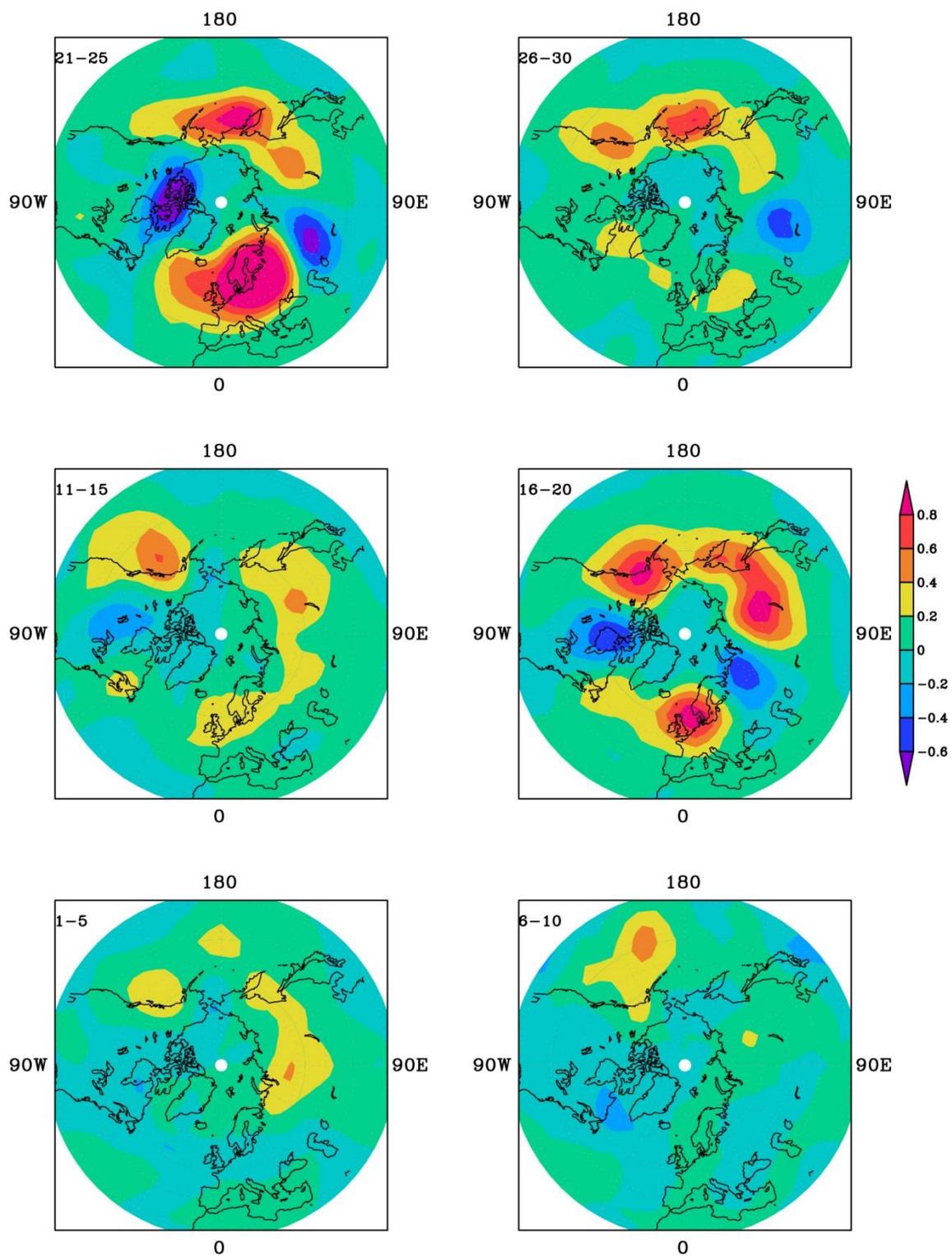


Рисунок 21. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1983 года(фаза Эль-Ниньо)

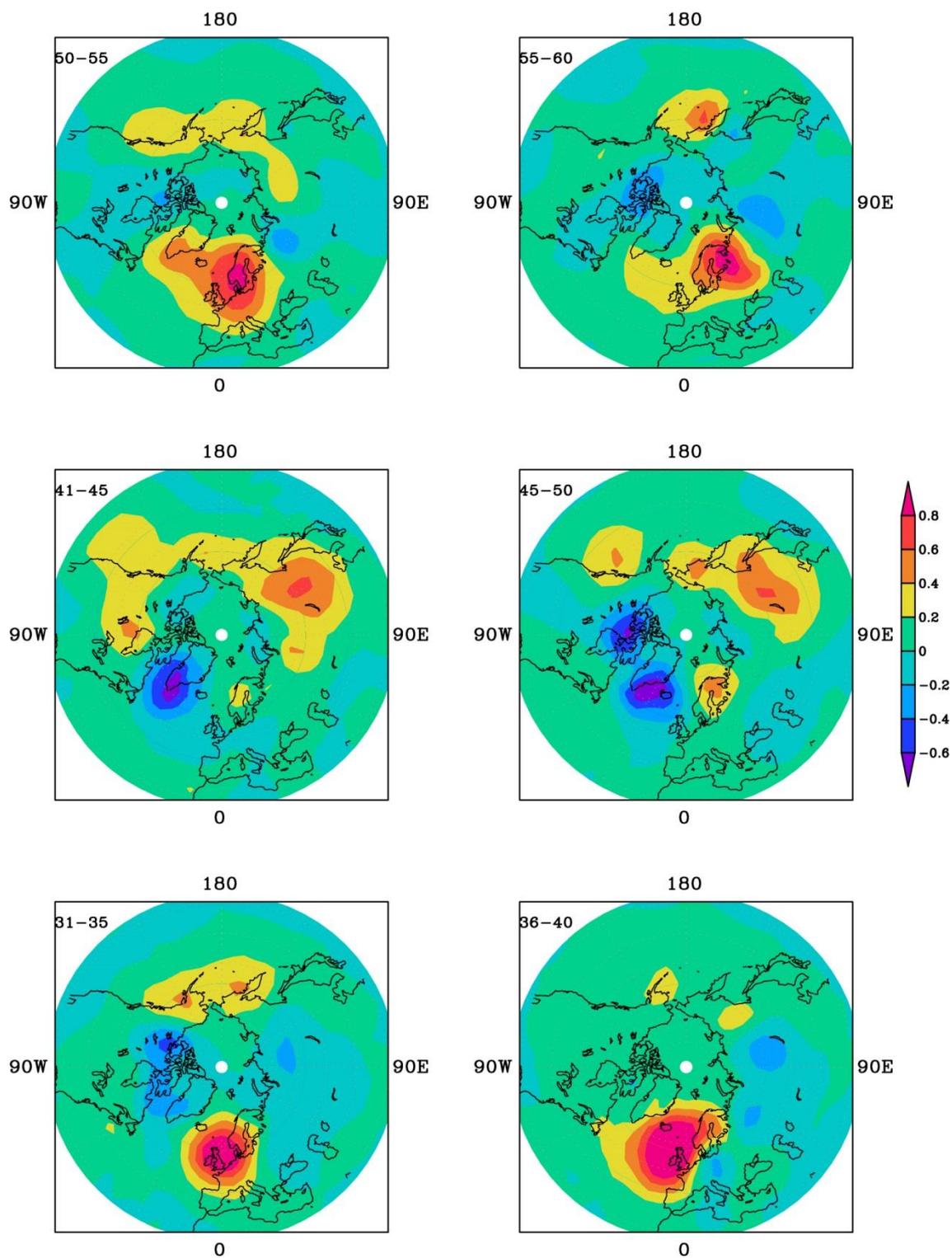


Рисунок 22. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1983 года(фаза Эль-Ниньо)

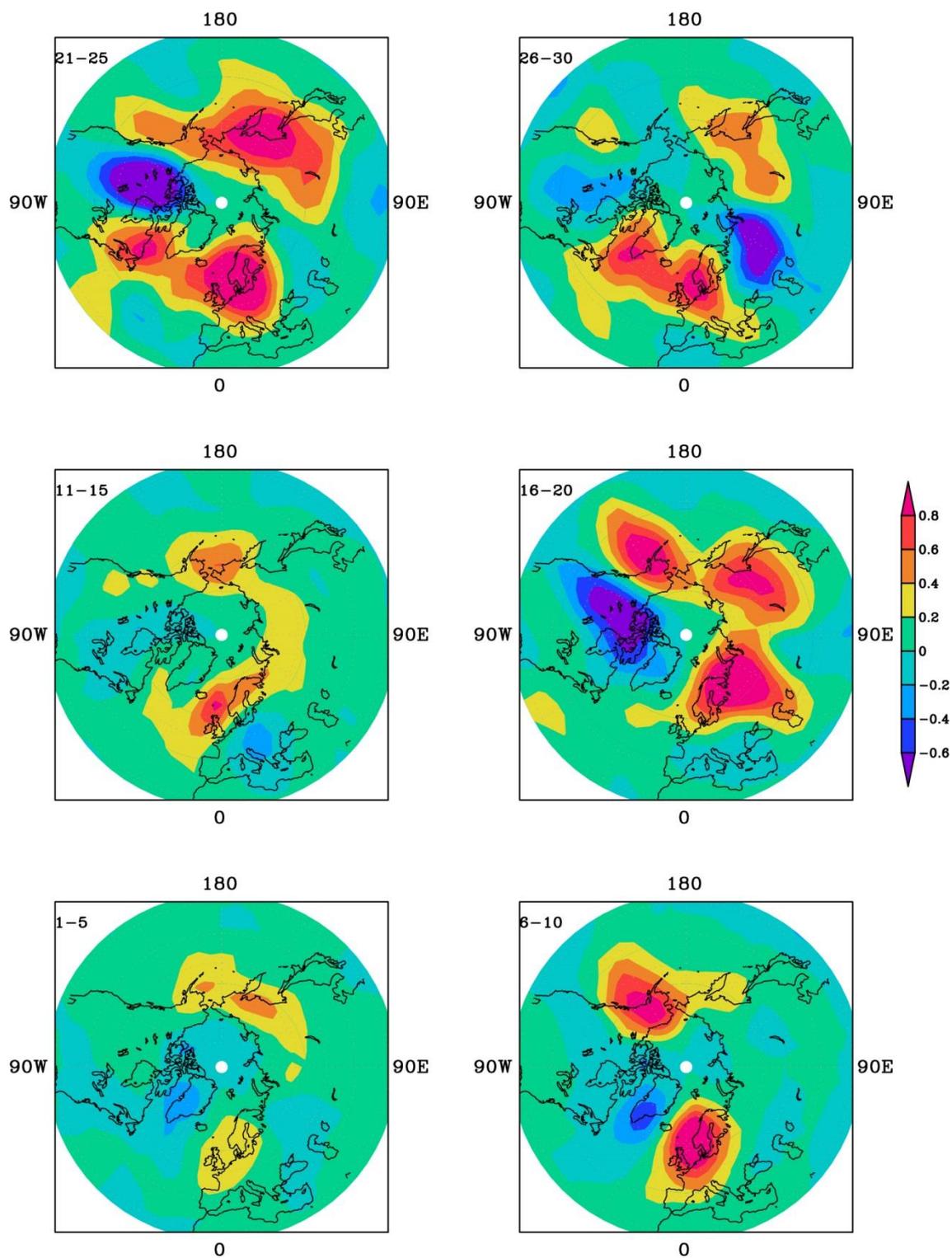


Рисунок 23. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1987 года(фаза Эль-Ниньо)

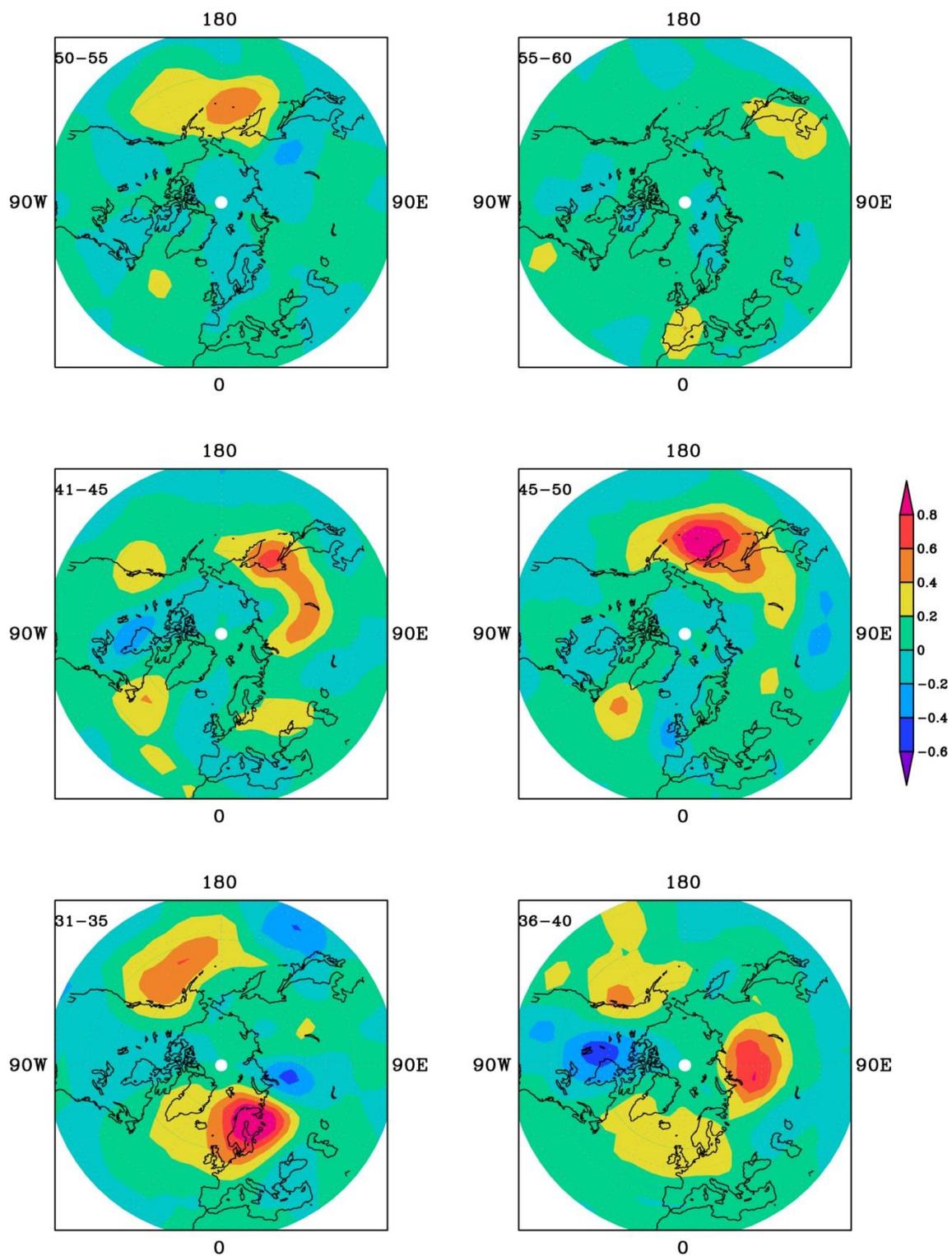


Рисунок 24. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1987 года(фаза Эль-Ниньо)

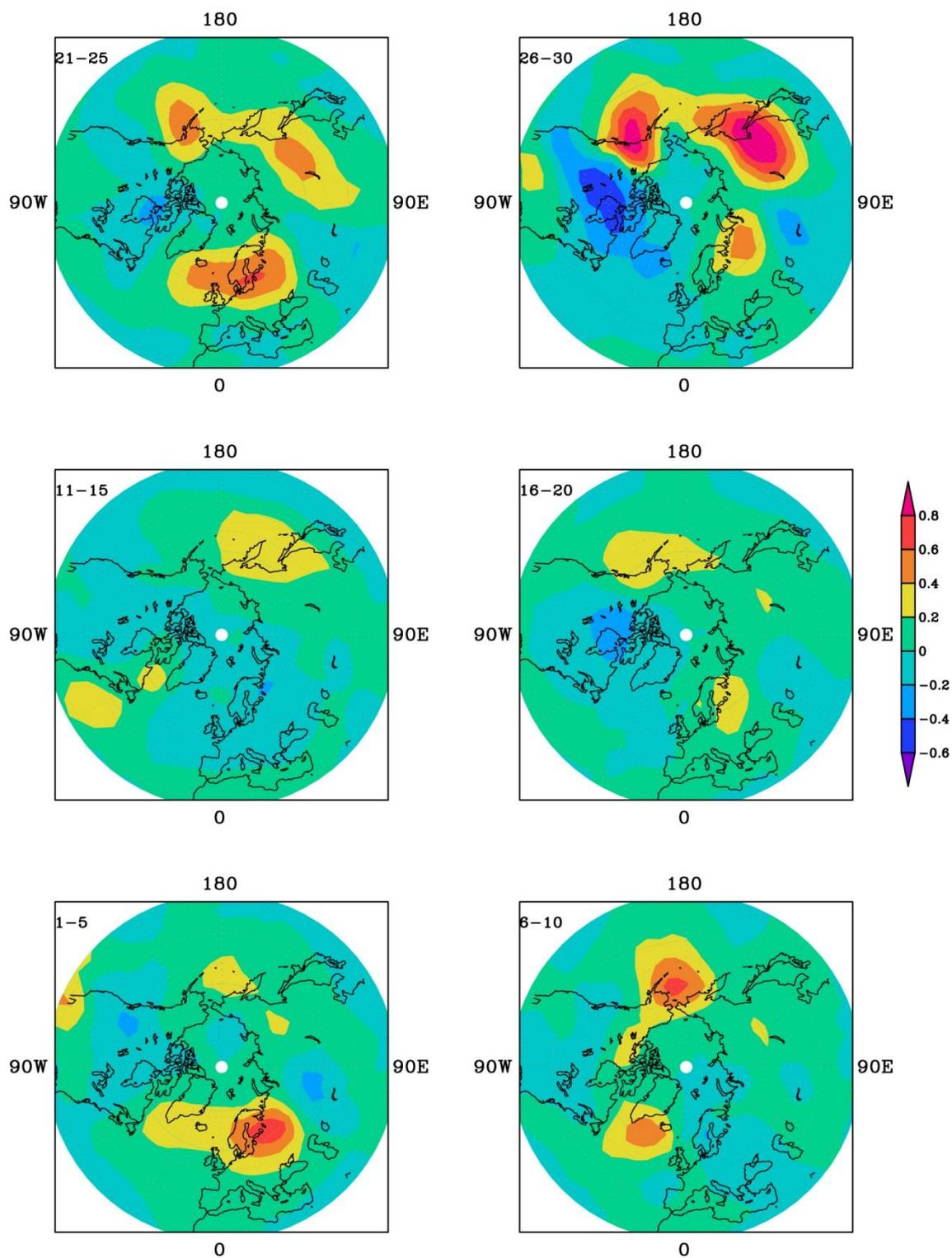


Рисунок 25. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1989 года(фаза Эль-Ниньо)

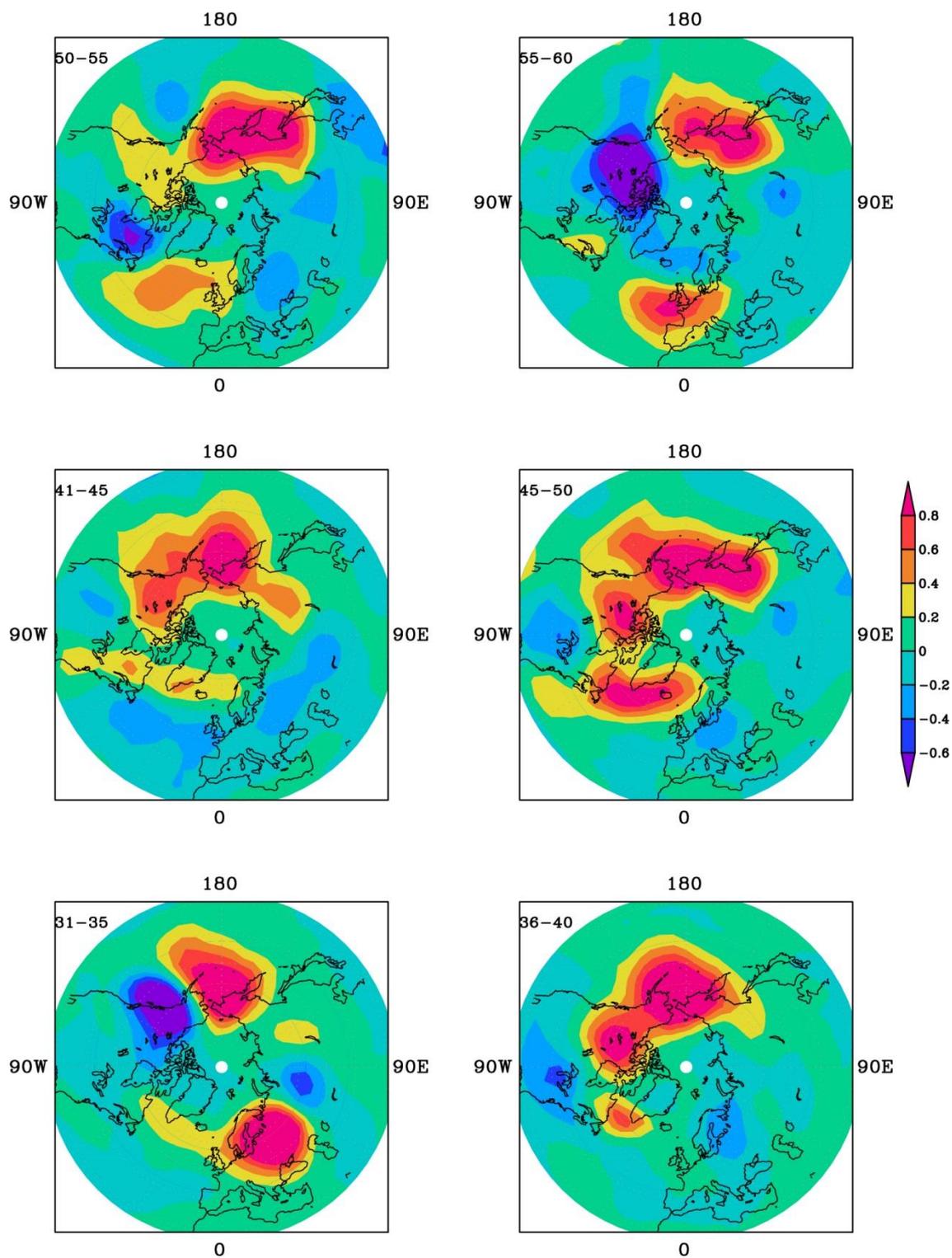


Рисунок 26. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1989 года(фаза Эль-Ниньо)

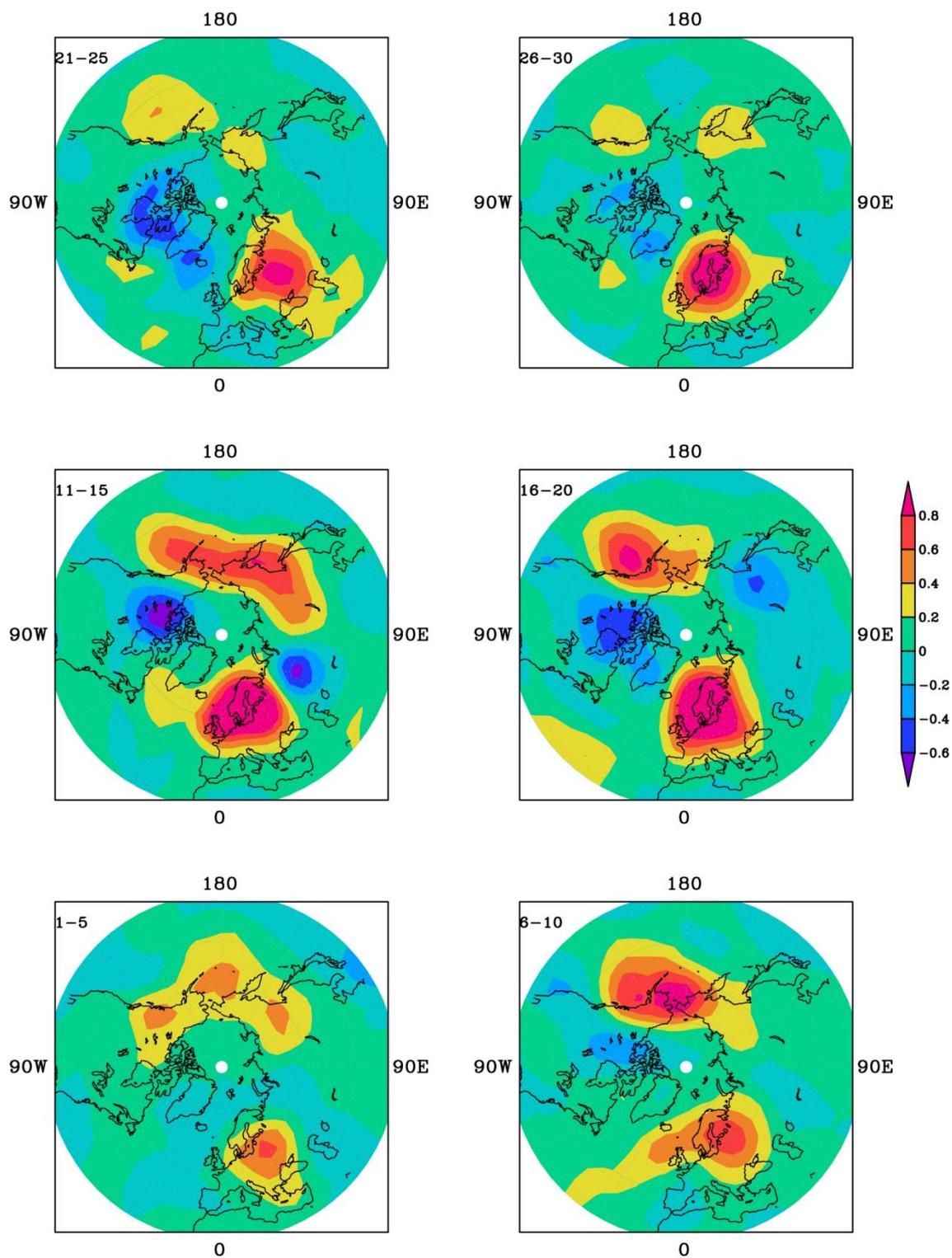


Рисунок 27. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1992 года(фаза Эль-Ниньо)

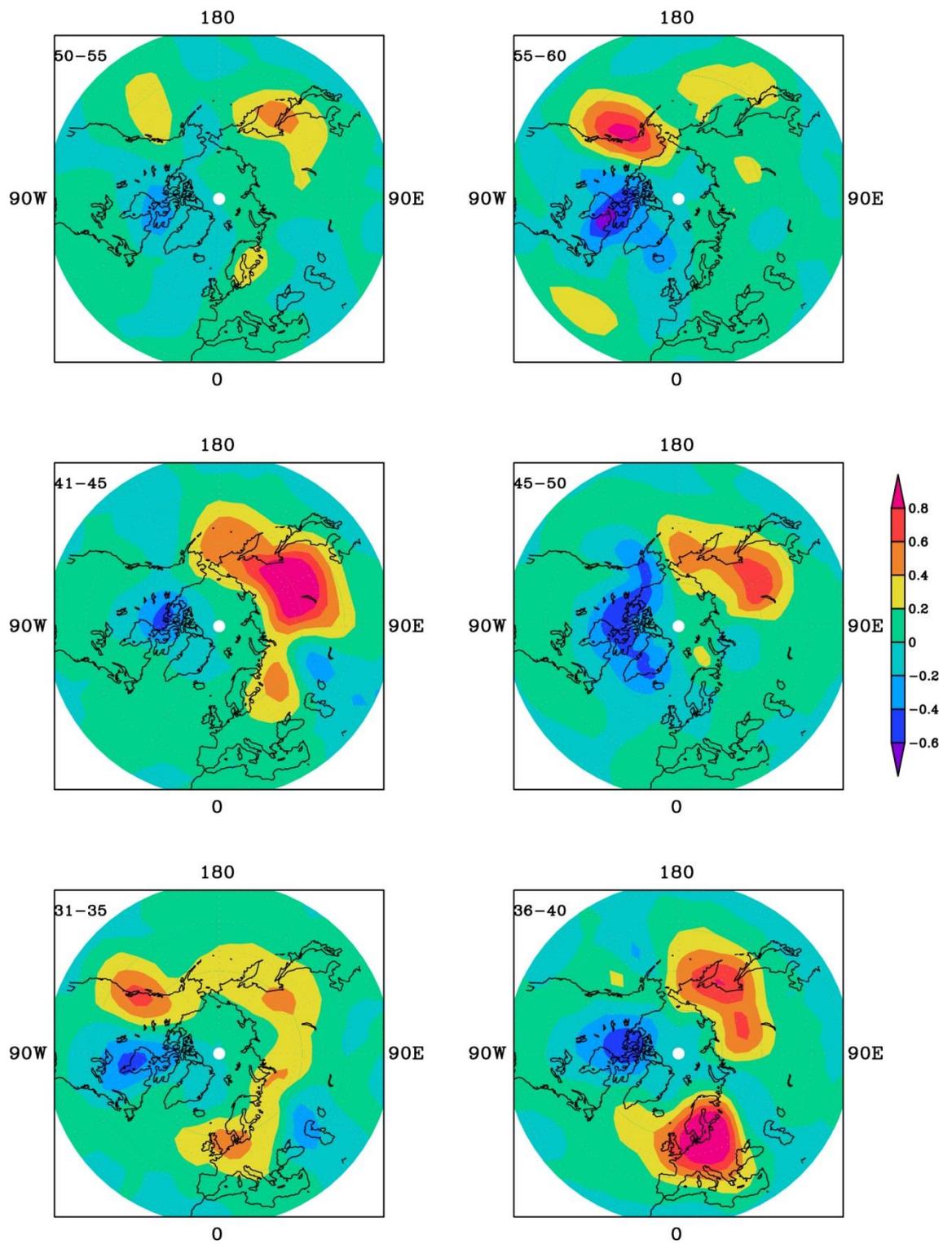


Рисунок 28. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1992года(фаза Эль-Ниньо)

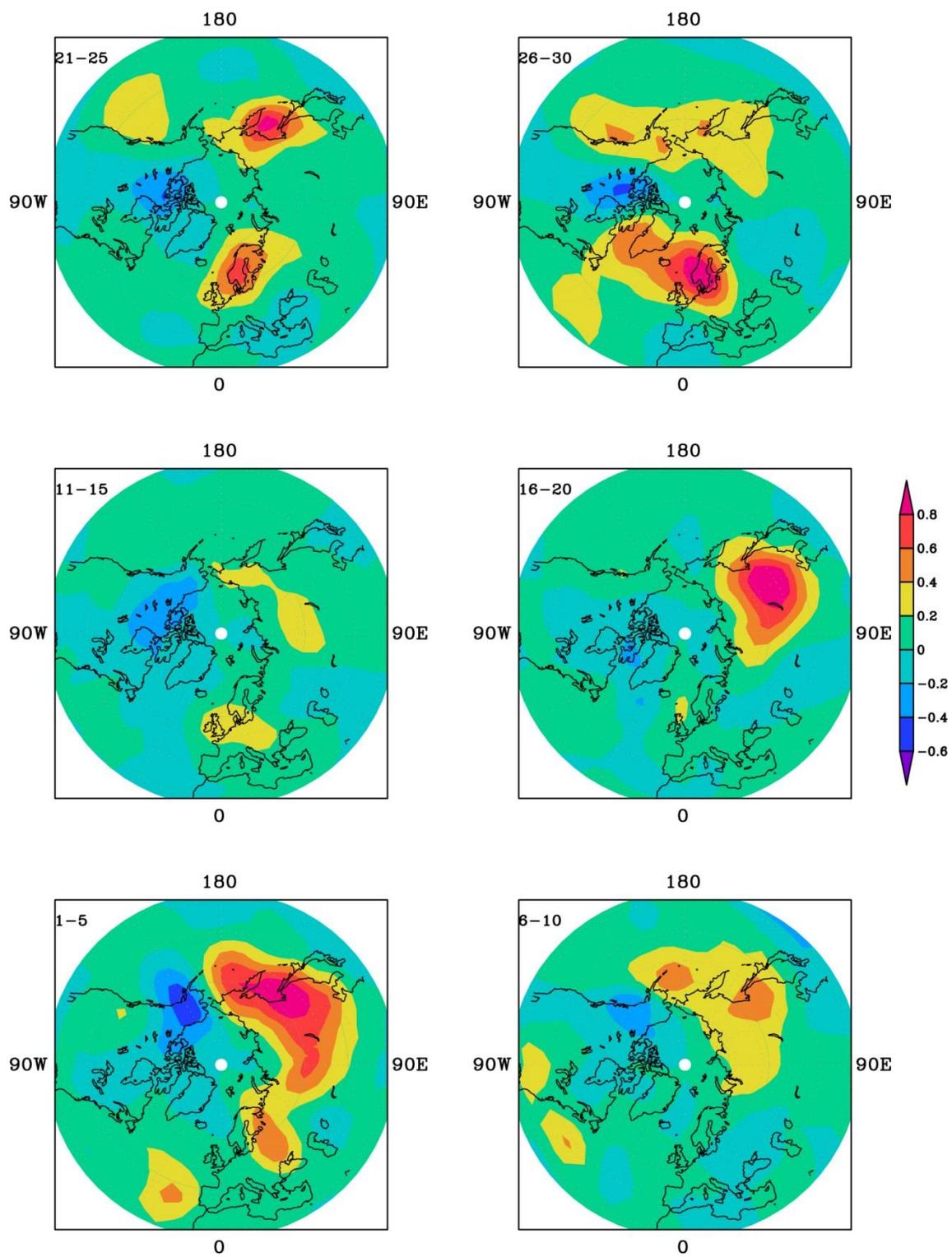


Рисунок 29. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 1998 года(фаза Эль-Ниньо)

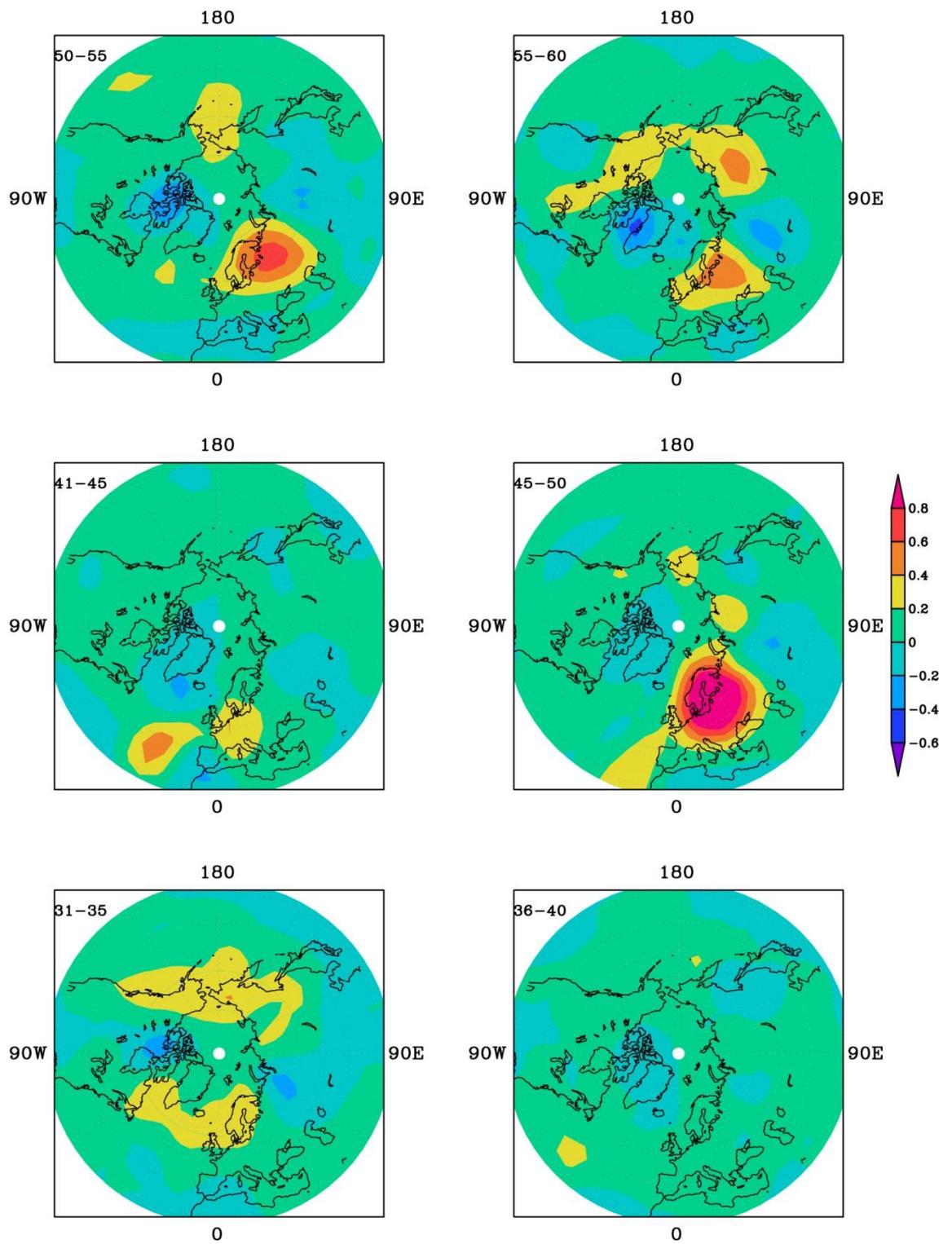


Рисунок 30. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 1998года(фаза Эль-Ниньо)

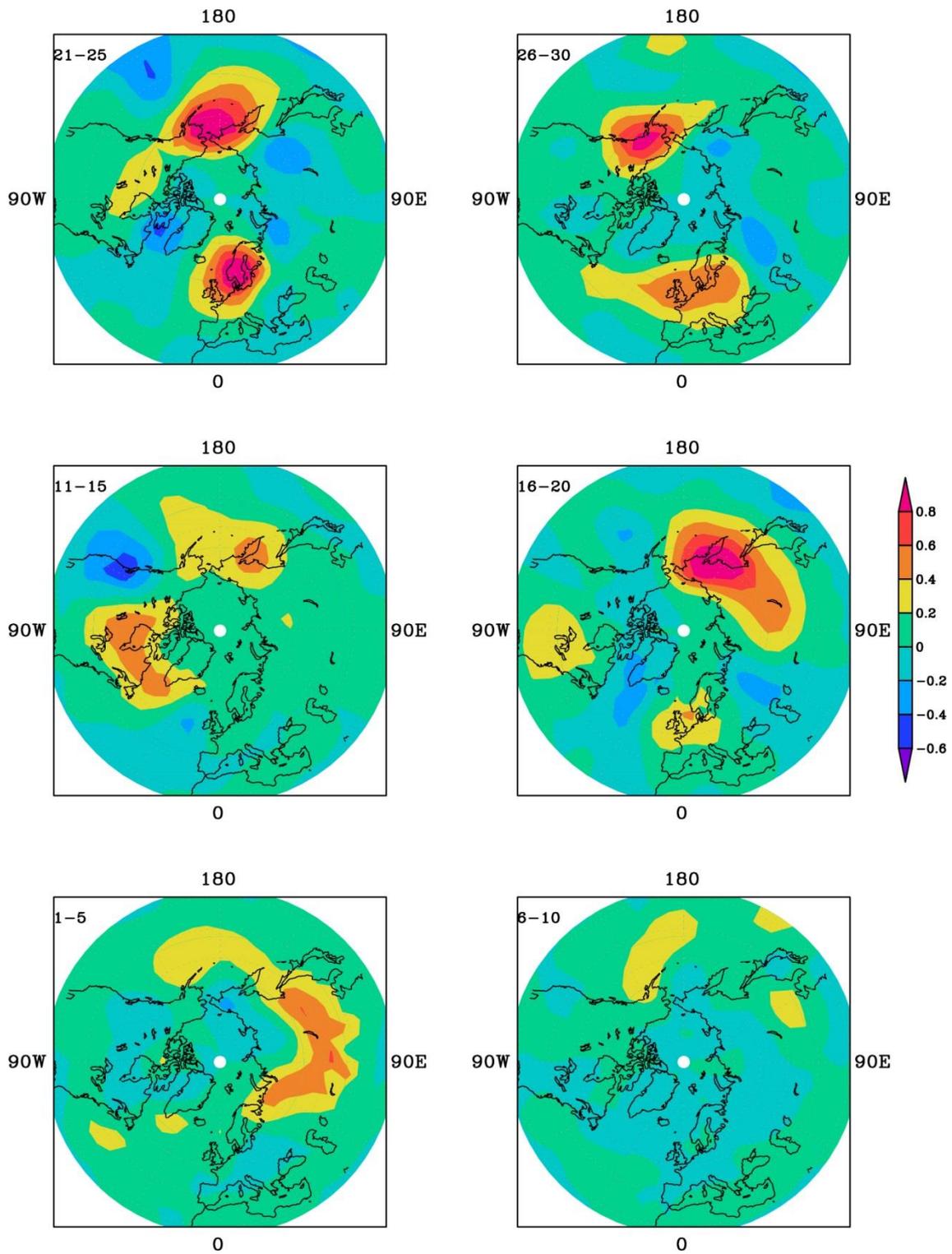


Рисунок 31. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для января 2000 года(фаза Ла-Нинья)

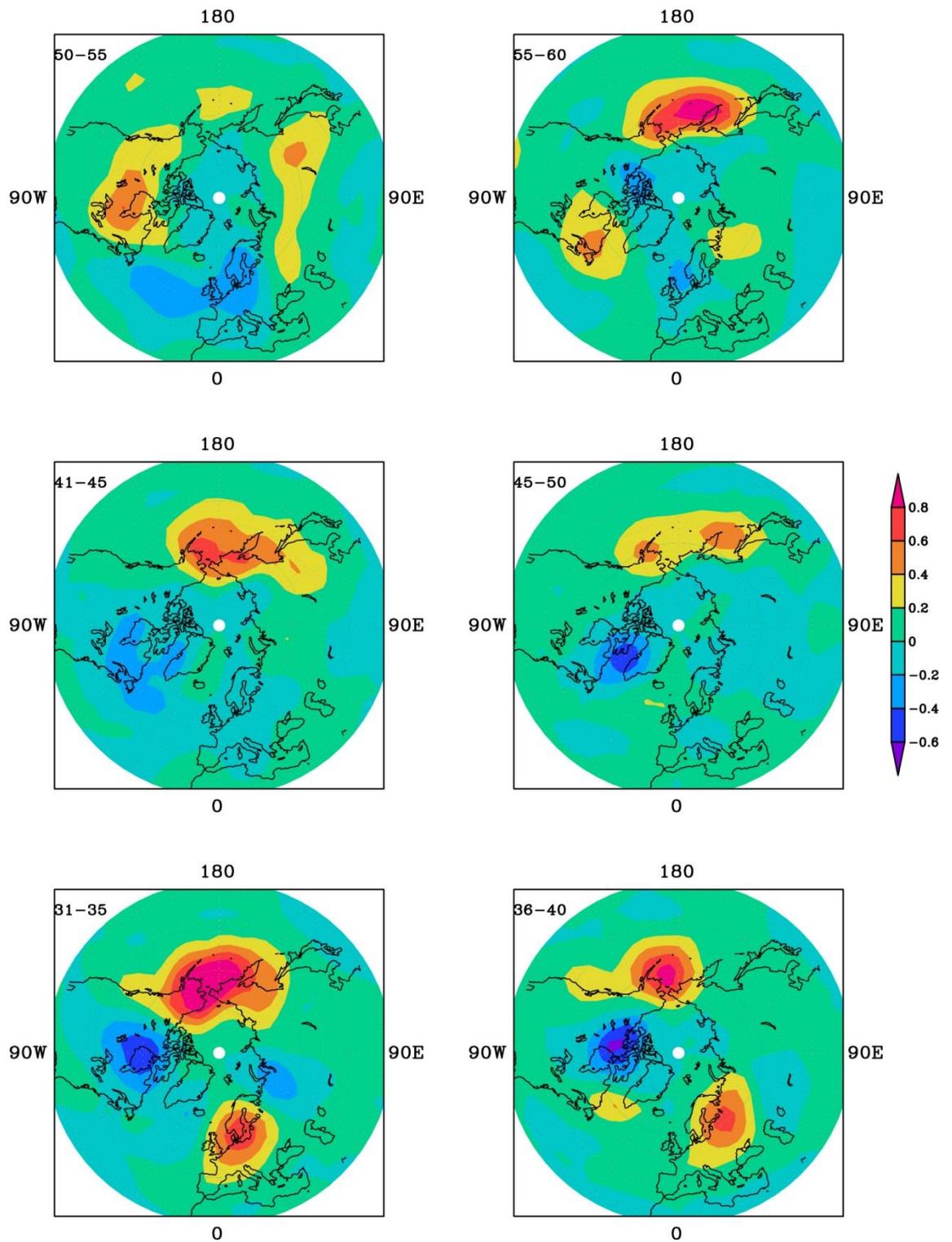


Рисунок 32. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 2000 года(фаза Ла-Нинья)

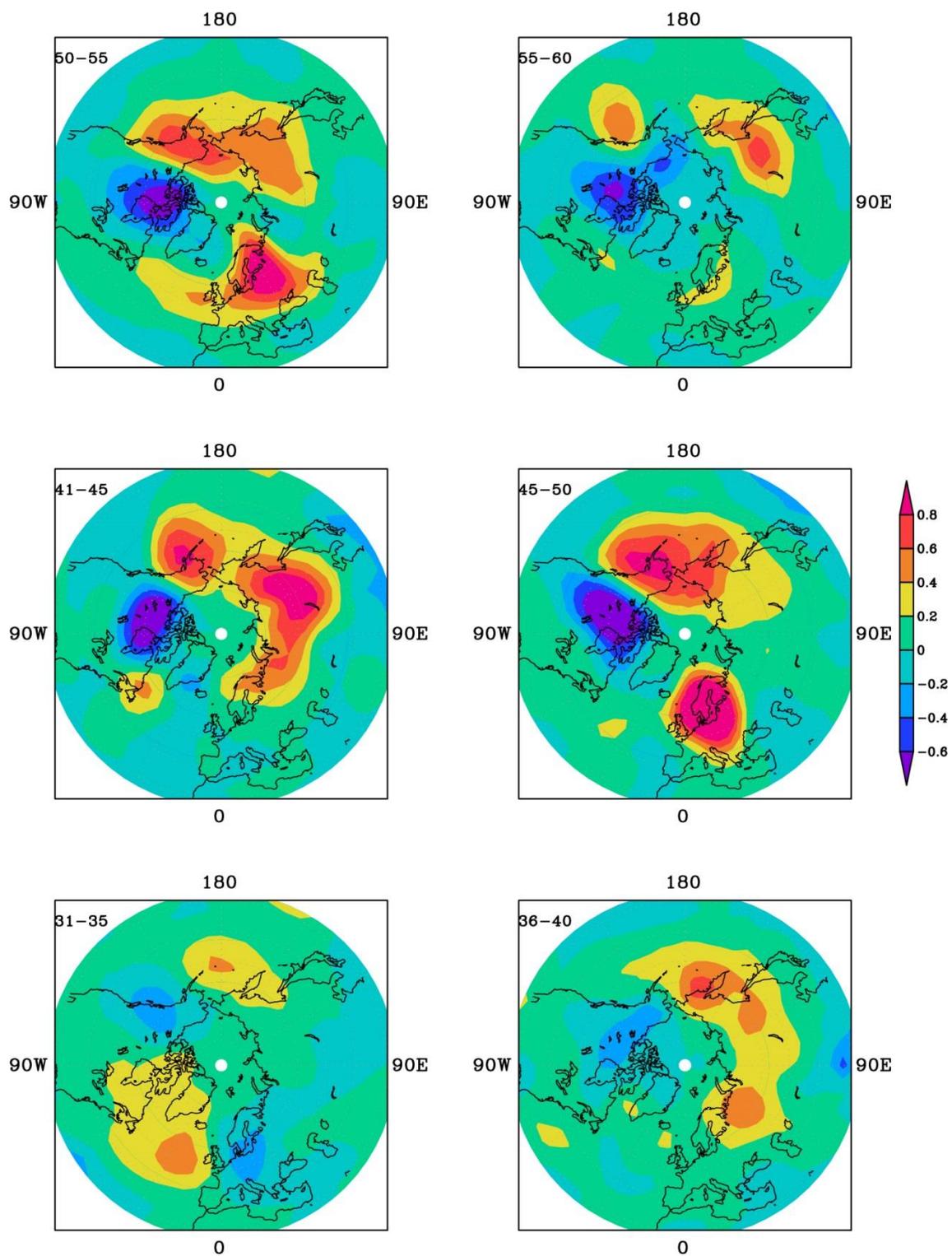


Рисунок 33. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 2008 года(фаза Ла-Нинья)

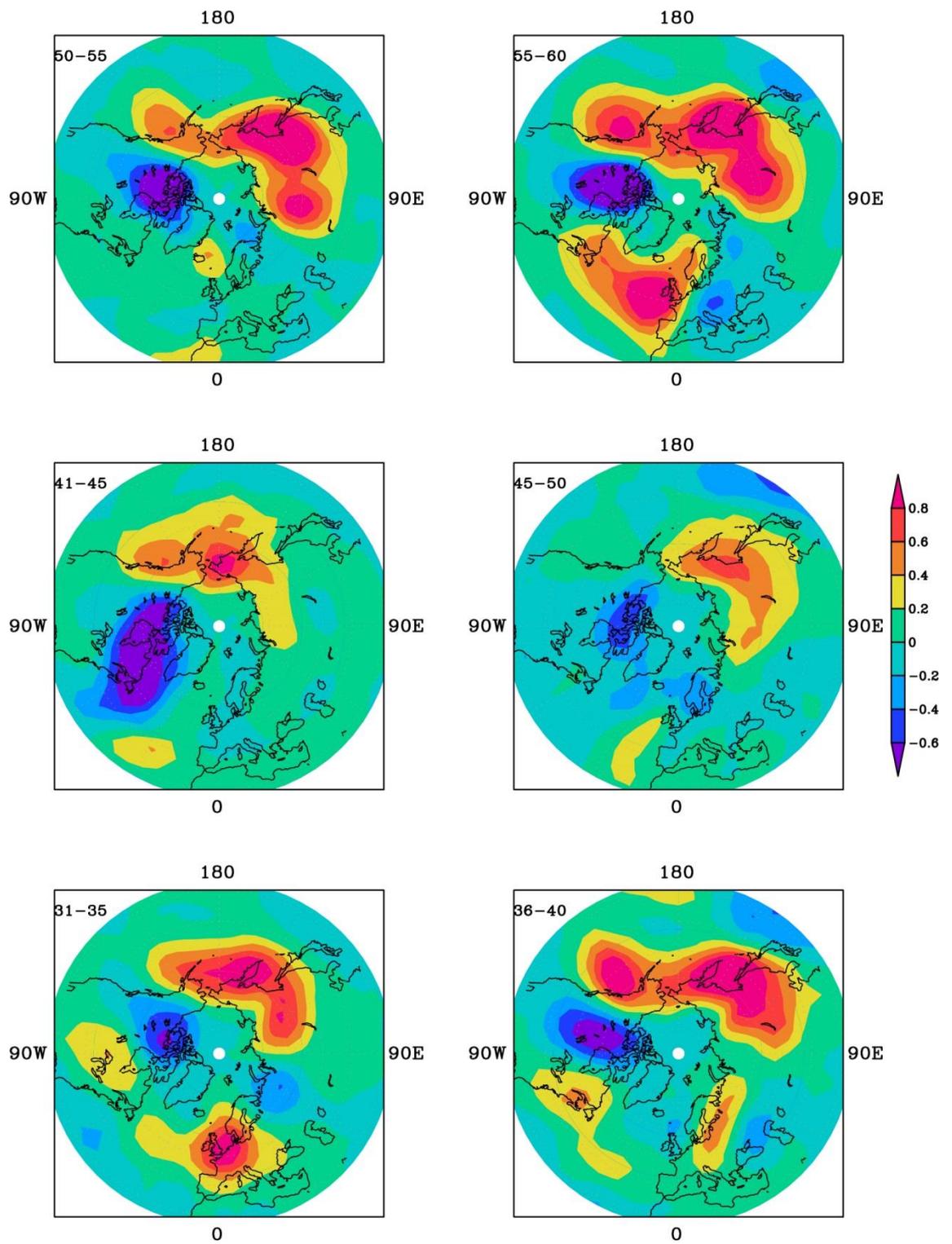


Рисунок 34. На графике представлен поток Элиассена-Пальма для февраля 2016года(фаза Эль-Ниньо)

