

ЕСТЕСТВЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА НА ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБАХ ПОРЯДКА ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Е.М. Володин^{1,2)}

¹⁾ Институт вычислительной математики РАН,
Россия, 119333, г.Москва, ул. Губкина 8,

²⁾ Институт прикладной физики РАН,
Россия, 603950, г. Н.Новгород, ул. Ульянова 46, volodinev@gmail.com

Резюме. Рассматривается природа нескольких наиболее важных мод естественных колебаний климата. Это тихоокеанское десятилетнее колебание (ТДК), арктическое колебание (АК) и атлантическое десятилетнее колебание (Atlantic Multidecadal Oscillation. АМО). ТДК является наиболее изученным колебанием. Оно достигает значительной величины благодаря положительной обратной связи, когда ослабление пассатов в приэкваториальной части Тихого океана приводит к ослаблению разности температуры поверхности между западом и востоком Тихого океана, что приводит к дальнейшему ослаблению пассата. Смена фазы ТДК происходит благодаря отрицательной обратной связи с запаздыванием, при которой во время теплой аномалии в тропическом Тихом океане приземным ветром порождаются течения, направленные из субтропиков к экватору, постепенно приносящие более холодную воду в приэкваториальный Тихий океан. Арктическое колебание является чисто атмосферной модой, которая достигает большой величины благодаря взаимодействию волн Россби со средним потоком. Тем не менее, природа колебаний индекса АК на временных масштабах порядка десятилетий известна недостаточно хорошо. Работы, объясняющие механизм поддержания АМО делятся на два типа. Первый предполагает взаимодействие меридиональной циркуляции в Атлантике с аномалиями плотности. Второй механизм, в котором изменения атлантической меридиональной циркуляции не являются определяющими, известен как термические или соленостные волны типа волн Россби.

Ключевые слова: климат, колебание, механизм, океан, атмосфера, взаимодействие.

NATURAL CLIMATE FLUCTUATIONS AT DECADEAL TIME SCALES

Е.М. Volodin^{1,2)}

¹⁾ Institute of Numerical Mathematics, RAS,
Russia, 119333, Moscow, Gubkina 8,

²⁾ Institute of Applied Physics, RAS,
Russia, 603950, Ulianova 46, volodinev@gmail.com

Summary. The mechanisms of several most important modes of natural cli-

mate fluctuations are considered. Pacific Decadal Oscillation (PDO), Arctic Oscillation (AO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) are the most important decadal modes. PDO is investigated most comprehensively. It reaches high amplitude because of positive feedback between trade winds in the tropical Pacific and temperature difference between the east and west Pacific. Change of phase happens because of delayed negative feedback between the warm anomaly in tropical Pacific and advection of relatively cold water from subtropics by surface winds induced by this anomaly. Arctic oscillation is the atmospheric mode that reaches large amplitude due to the interaction of Rossby waves with zonal mean flow. Nevertheless, the origin of decadal fluctuations of AO is still poorly understood. Studies of the mechanism of AMO can be separated into two types. According to the first one there is interaction between Atlantic meridional circulation and water density anomalies. The second mechanism explains the oscillation as propagation of thermal or salinity Rossby wave, while meridional circulation plays secondary role.

Keywords: climate, oscillation, mechanism, ocean, atmosphere, interaction.

Введение

Естественные колебания вносят заметный вклад в изменения климата, наблюдавшиеся в течение 20 столетия. Например, несмотря на монотонное повышение концентрации основных парниковых газов, изменение температуры поверхности земли не было монотонным, а содержало в себе заметные колебания с характерным временем несколько десятков лет, природа которых до конца не ясна. Поэтому вопрос о том, какова природа естественных колебаний климата, вызывает все больший интерес. В настоящее время известно несколько мод естественных колебаний климата с таким временным масштабом. Современные представления о том, какова их природа, изложены в настоящей работе.

Работы по исследованию потенциальной и реальной предсказуемости естественных колебаний климата на временных масштабах порядка десятилетий начались лишь в последние несколько лет, тем не менее, в этой области уже получены некоторые интересные результаты. Толчком к интенсивному исследованию предсказуемости естественных колебаний климата послужило включение численных экспериментов по этому направлению в программу по сравнению климатических моделей CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) (Taylor et al, 2012).

Потенциальной предсказуемостью в данном случае будем считать предсказуемость естественных колебаний климата в какой-либо климатической модели. Пусть имеются результаты контрольного численного эксперимента, проведенного с климатической моделью. Рассмотрим временной ход интересующего нас индекса естественного колебания климата. Если, проводя ансамбль численных экспериментов с немного измененными начальными данными, всегда удастся получить временной ход некоторого индекса на определенном интервале времени близким к полу-

ченному в контрольном эксперименте, то говорят, что данный индекс потенциально предсказуем на этом интервале. Количественно потенциальная предсказуемость может определяться для заданного интервала как отношение дисперсии сигнала (то есть ряда индекса, усредненного по всем членам ансамбля) к дисперсии шума (то есть дисперсии отклонений элементов ансамбля от среднего). Если значение определенного таким образом отношения «сигнал/шум» превосходит определенный порог для всех интервалов заданной длины, то будем говорить, что индекс потенциально предсказуем на этом временном масштабе. Потенциальная предсказуемость определяется тем точнее, чем больше количество численных экспериментов в ансамбле. Она, конечно, зависит от того, какая именно климатическая модель используется. Если модель близка к природе (что, в данном случае не очевидно), и имеется высокая потенциальная предсказуемость некоторого индекса, то, стартуя модель с реальных начальных данных, можно надеяться на правильный прогноз временного хода данного индекса в природе. В этом случае говорят о реальной предсказуемости индекса.

Перечислим некоторые результаты, относящиеся к предсказуемости колебаний климата порядка десятилетия. Согласно (Teng and Branstator, 2011) предсказуемость естественных колебаний в климатической модели CCSM3 в тропиках Тихого океана составляет примерно 3 года, если рассматривать температуру поверхности в каждой точке, а предсказуемость затем осреднять по всей рассматриваемой площади. В более северных широтах Тихого океана сигнал от начальных данных можно проследить на 6-7 лет вперед, при этом потенциальная предсказуемость связана с существованием моды изменчивости с максимумом в районе отрыва Куроиси от берега Японии. Характерный период этой моды составляет около 15 лет. Аномалия теплосодержания верхнего 300-метрового слоя океана предсказуема лучше, чем температура поверхности. Механизмы, ответственные за поддержание этой моды в модели, а также наличие аналогичной моды в реальной климатической системе в работе не обсуждаются.

Аналогичная работа, посвященная анализу потенциальной предсказуемости в северной Атлантике (Teng et al, 2011) показывает, что здесь сигнал от начальных данных сохраняется дольше, в среднем по площади примерно до 10 лет, и обусловлен в основном колебаниями атлантической термохалинной циркуляции с периодом около 20 лет. Меридиональная функция тока, а также теплосодержание верхнего слоя океана предсказуемы лучше, чем температура поверхности, что в данном случае говорит о том, что наличие предсказуемых естественных колебаний – проявление океанической моды.

Согласно (Kim et al, 2012), по данным моделей, участвовавших в CMIP5, существует статистически значимая потенциальная предсказуемость глобально осредненной температуры воздуха у поверхности Земли на 5-8 лет, индекса ТДК на 3-6 лет, и индекса АМО на 4-7 лет. Это результаты, усредненные по всем моделям, предоставившим соответствующие данные. Данные (Branstator et al, 2012) показывают, что в отдельных райо-

нах, прежде всего в Северной Атлантике, потенциальная предсказуемость температуры поверхности сохраняется на временном интервале, превышающем 15 лет. Конкретные районы наибольшей предсказуемости, а также ее временной предел, заметно различаются от модели к модели. При этом, многие модели реалистично воспроизводят наблюдаемую дисперсию 5-летней средней температуры на севере Тихого океана и Атлантики.

Предсказуемость естественных колебаний в климатической системе напрямую связана с наличием либо океанских мод, либо мод в совместной системе атмосфера – океан, с характерным временем порядка десятков лет. Тогда закономерно возникает вопрос о механизмах, отвечающих за поддержание таких мод, а также о том, насколько близки модельные моды аналогичным процессам, происходящим в реальной климатической системе. Последний вопрос не рассматривается в данной статье. Результаты исследования вопроса о том, насколько моды климатической изменчивости, получаемые в моделях, похожи на те моды, которые наблюдаются, можно найти, например, на сайте: <http://www2.cesm.ucar.edu/working-groups/cvcwg/cvdp/data-repository>.

Ниже приведено описание механизмов естественных колебаний климата, связанных с ТДК, АК и АМО.

Механизм тихоокеанского десятилетнего колебания

Тихоокеанское десятилетнее колебание является, пожалуй, наиболее изученной модой естественной изменчивости климата на таком временном масштабе. Основные механизмы, ответственные за его поддержание, рассмотрены в (Latif and Barnett, 1994), (Barnett et al, 1999). Изложим основные положения этих механизмов, которые будут проиллюстрированы данными численного моделирования, полученными по климатической модели Института вычислительной математики РАН INMCM4 в режиме 500-летнего прединдустриального эксперимента. ТДК в климатической модели определим, как первую эмпирическую ортогональную функцию (ЭОФ) 5-летней средней температуры поверхности в Тихом океане, а соответствующий главный компонент (ГК – проекцию поля на ЭОФ) будем считать индексом ТДК.

Первая ЭОФ, на которую приходится 21% дисперсии представлена на рис. 1. Эта функция представляет собой аномалию положительного знака в тропиках Тихого океана и отрицательную аномалию в субтропиках, особенно в западной части океана. Это близко к пространственной структуре ТДК, известной по данным наблюдений (Mantua and Hare, 2002). Временной спектр первой ГК показывает, что статистически значимые пики существуют на временных масштабах около 15 лет и 50-60 лет. Временной ряд наблюдаемого индекса ТДК (Mantua and Hare, 2002) недостаточно длинен, чтобы можно было строить его спектр и судить о статистической значимости соответствующих пиков. Тем не менее, можно заметить колебания с характерным временем 10-15 лет и колебание с периодом 45-50 лет.

Для иллюстрации механизма ТДК по данным модели вычислены ком-

позиты аномалий различных полей для положительной и отрицательной фазы ТДК. В среднем за все время численного эксперимента, поскольку в тропиках на западе Тихого океана температура выше, чем на востоке, то над западом происходит подъем воздуха, а над востоком опускание (рис. 2).

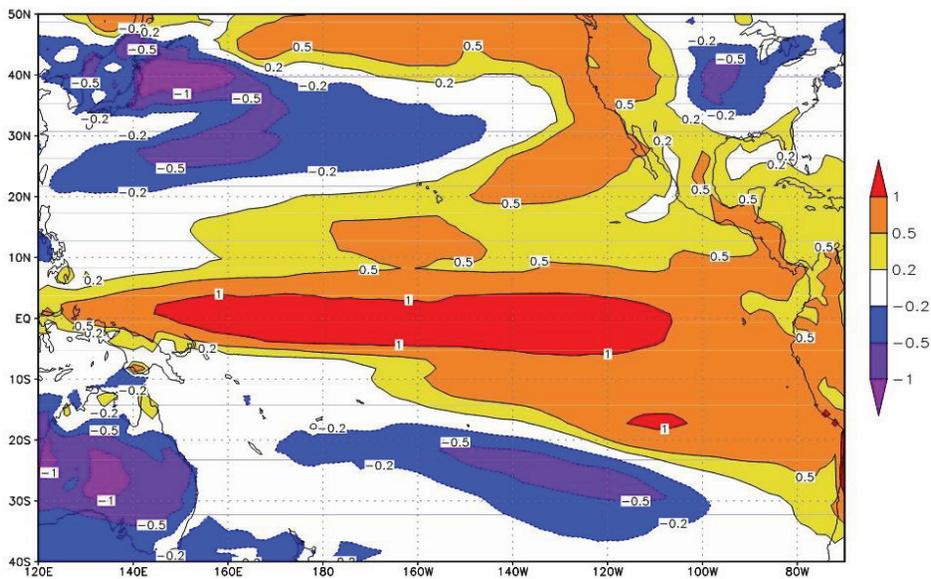


Рисунок 1 – Первая ЭОФ температуры поверхности в Тихом океане в модели INMCM4.

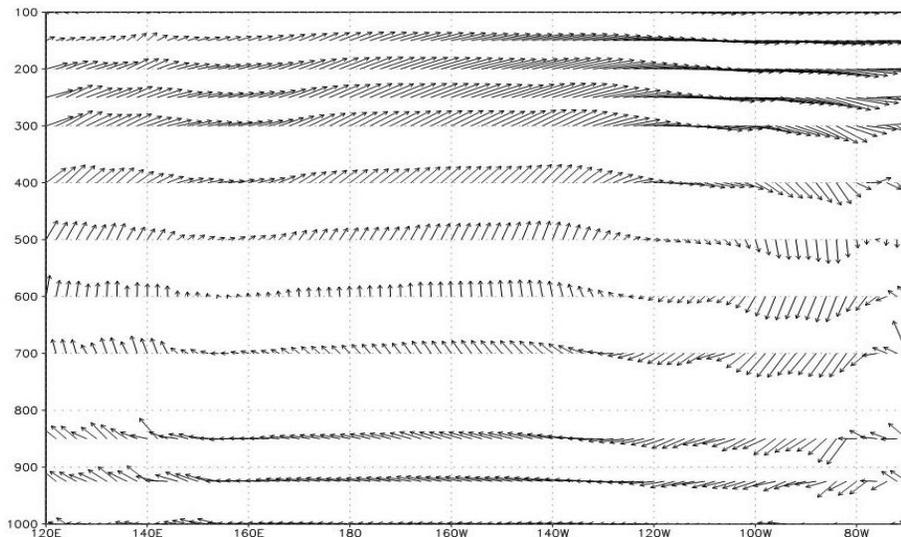


Рисунок 2 – Вертикальная и зональная скорости ветра (представленные как векторы с соответствующими вертикальным и горизонтальными компонентами) осредненные по тропикам (20ю.ш. – 20с.ш.) Тихого океана в модели INMCM4. Данные осреднены за весь преиндустриальный эксперимент. По вертикальной оси показано давление (гПа).

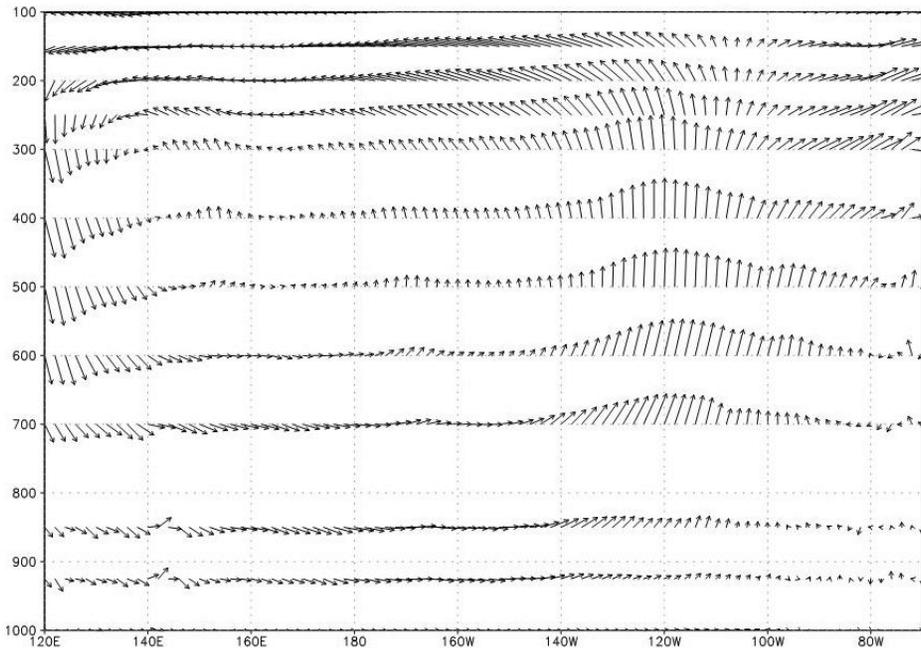


Рисунок 3 – Композит аномалии вертикальной и зональной скорости ветра в модели INMCM4 для положительной фазы ТДК.

Это – хорошо известная циркуляция Уокера. При положительном индексе ТДК наиболее существенно теплеет в восточной части Тихого океана, поэтому происходит ослабление циркуляции Уокера (рис. 3), в том числе ослабление приземного восточного ветра. Это уменьшает поток импульса из атмосферы в океан, что приводит к дальнейшему уменьшению разности температуры поверхности между западом и востоком Тихого океана (положительная обратная связь). Отрицательная обратная связь с запаздыванием, определяющая характерный период колебания, состоит в следующем. При аномалии подъема воздуха над востоком Тихого океана вблизи экватора он растекается в верхней тропосфере на север и на юг, и, вследствие сохранения полной завихренности, образует область отрицательной завихренности к северу от экватора и положительной – к югу (рис. 4). От этих областей завихренности распространяются стационарные волны Россби вдоль дуги большого круга, образуя, например, новую область положительной завихренности в умеренных широтах Тихого океана. В нижней тропосфере этому соответствует усиление западного ветра на всех широтах от умеренных до экватора (рис. 4). Если соответствующее напряжение трения приложить к верхнему слою океана, то из-за экмановского поворота ветровые течения в верхнем слое будут направлены с северо-запада на юго-восток (рис. 5), что приводит к переносу более холодной воды в тропики Тихого океана, и к смене фазы ТДК.

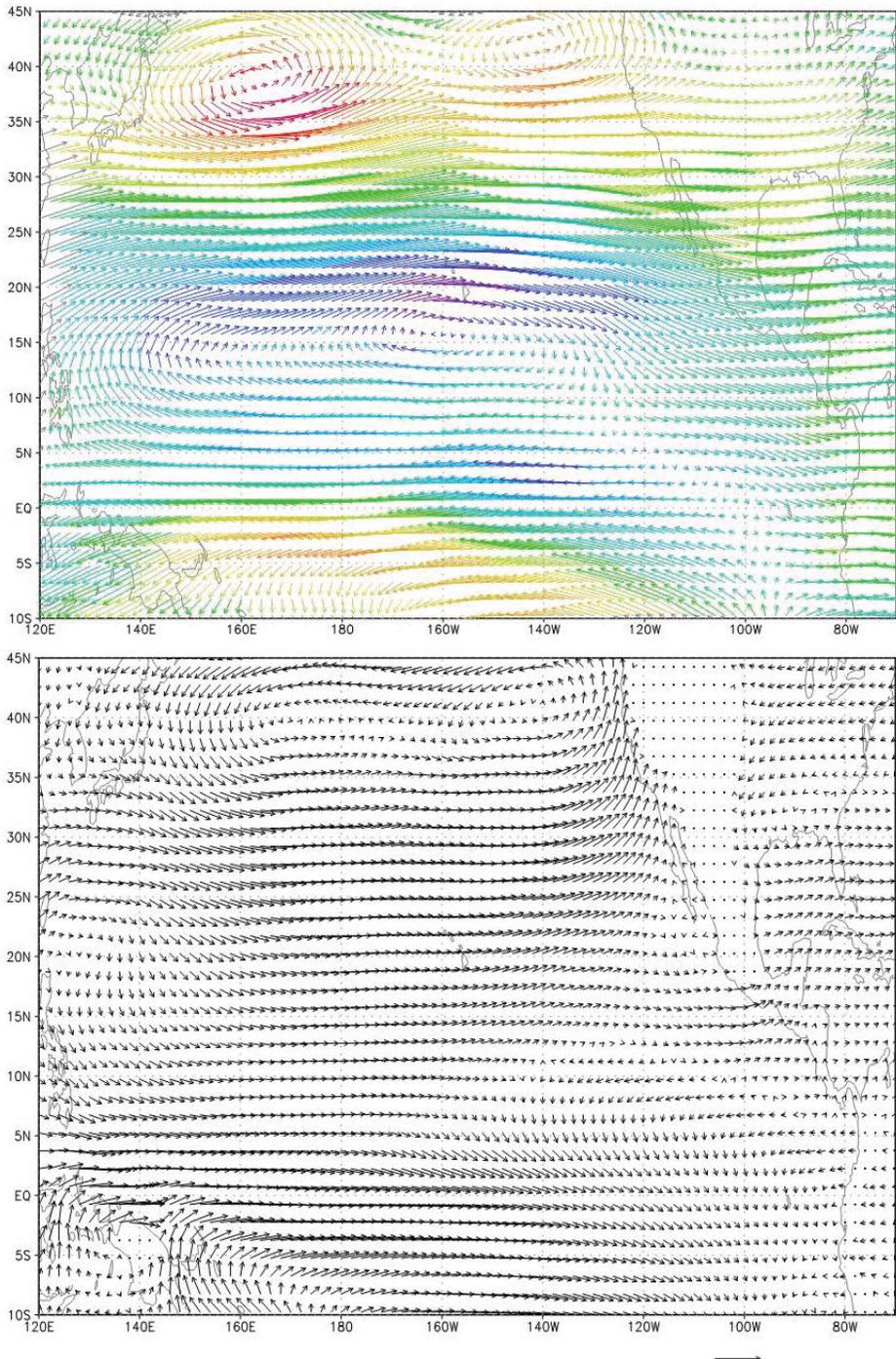


Рисунок 4 – Композиты аномалии зональной и меридиональной скорости ветра в модели INMCM4 для положительной фазы ТДК на 200 гПа (вверху) и 925 гПа (внизу). На верхнем рисунке синим показаны области отрицательной, красным – положительной завихренности.

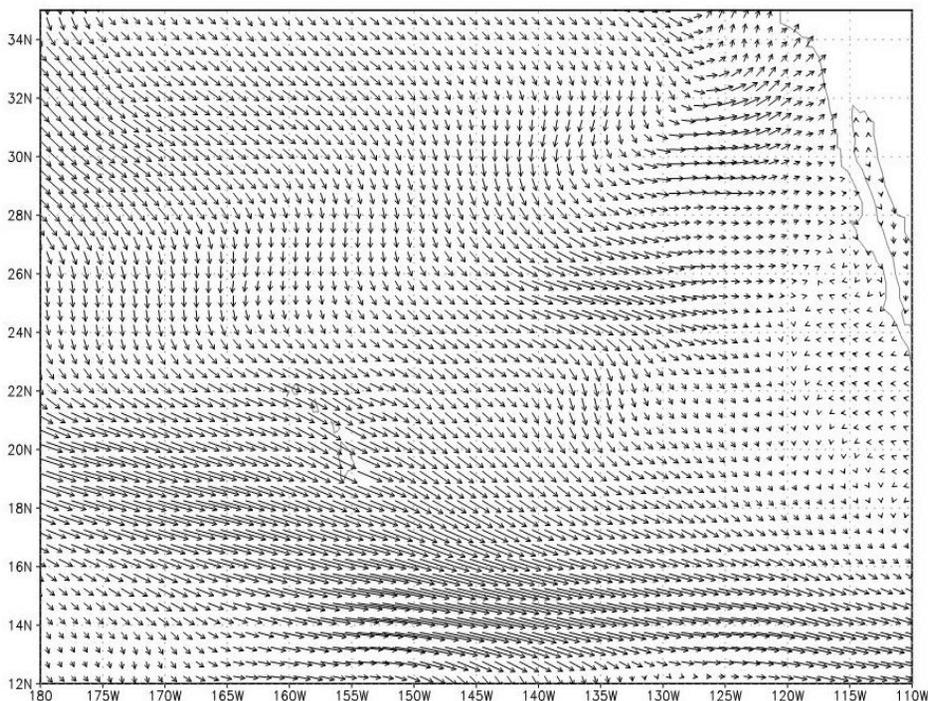


Рисунок 5 – Композит аномалии скорости течения на поверхности океана в модели для положительного индекса ТДК.

Арктическое колебание

Согласно (Thompson and Wallace, 1998), арктическое колебание определяется как первая ЭОФ давления на уровне моря в северном полушарии. Она представляет собой аномалию давления в Арктике одного знака и в субтропиках – другого знака (рис. 6). Принято считать, что положительному индексу АК соответствует положительная аномалия давления в субтропиках и отрицательная – в высоких широтах. Положительному индексу АК соответствует более высокая, чем обычно, температура на большей части Евразии, и более низкая, чем обычно, на северо-востоке Канады, что происходит вследствие более сильного, чем обычно, приземного западного ветра. Более сильный западный ветер в умеренных широтах при положительном индексе АК имеет место и на высотах по крайней мере до 10 гПа (рис. 7), что соответствует, в силу соотношения термического ветра, более холодной полярной нижней стратосфере. Основным механизмом поддержания этой моды является положительная обратная связь между зональным потоком и распространяющимися волнами Россби (Володин и Галин 1998). При более сильном западном потоке волны Россби в верхней тропосфере более интенсивно распространяются из умеренных широт на север и на юг, что создает западное ускорение в умеренных широтах, способствуя поддержанию первоначальной аномалии западного ветра. Это приводит к тому, что аномалии индекса АК опреде-

ленного знака, начавшись, могут существовать долгое время, иногда в течение сезона. Известно, что в холодное полугодие на индекс АК может оказывать некоторое влияние фаза квазидвухлетнего колебания скорости ветра в экваториальной стратосфере, фаза солнечной активности (Labitzke and Kunze, 2009), наличие сульфатного аэрозоля в стратосфере после извержения вулканов (Stenchikov et al., 2002).

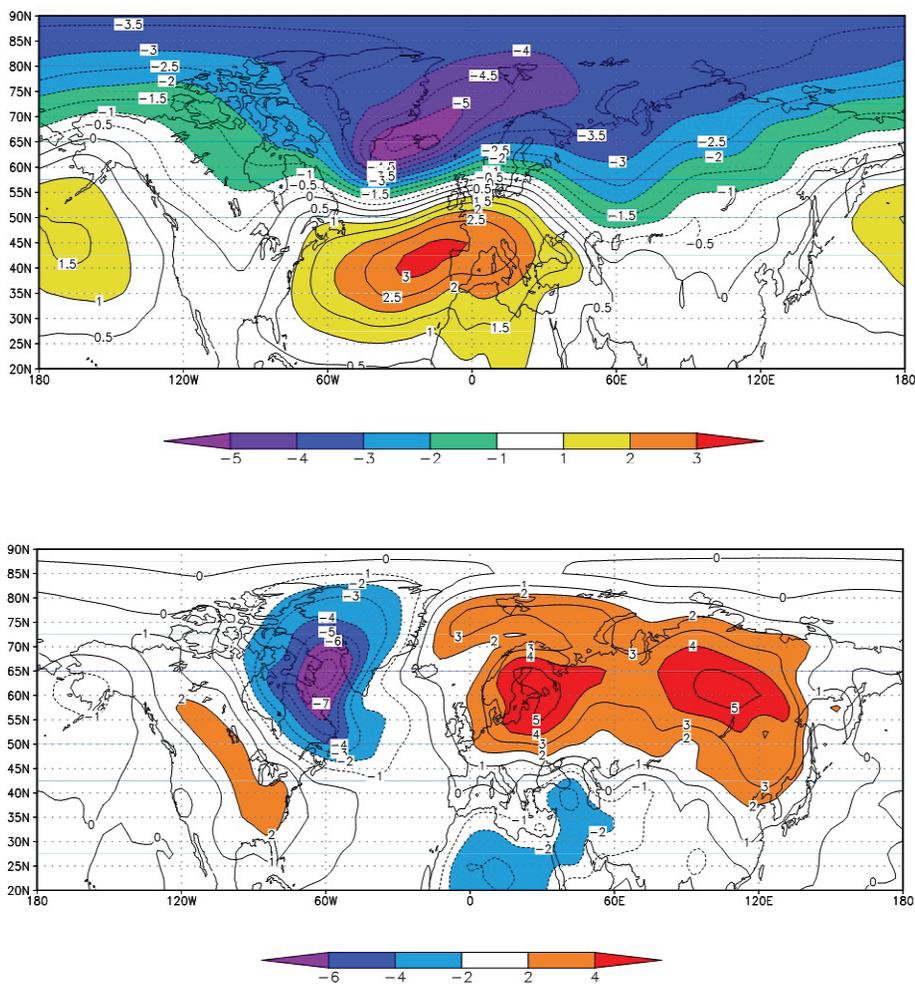


Рисунок 6 – Аномалия давления на уровне моря, гПа (вверху) и температуры воздуха у поверхности, К (внизу), соответствующие положительному индексу АК.

Во всех этих случаях механизмом является изменение скорости зонального ветра в стратосфере, изменение условия для распространения волн Россби, которое приводит к изменению переноса импульса и поддержанию преимущественно отрицательной или положительной фазы АК. Тем

не менее, причины колебаний индекса АК с характерным временем порядка десятков лет являются понятными не до конца. Одним из примеров такой изменчивости индекса АК является преимущественно положительный индекс в последнее двадцатилетие 20 века и преимущественно отрицательный индекс в предыдущее и последующее двадцатилетие (рис. 8). Интересно, что аналогичные аномалии давления наблюдались и в южном полушарии. Частично такие аномалии можно воспроизвести, если задать в климатической модели наблюдаемое распределение концентрации озона. Однако, величина аномалии давления в модели оказывается примерно в 2 раза меньше, чем наблюдается. Механизм влияния аномалий озона связан с тем, что уменьшение озона в нижней стратосфере в конце 20 века приводит к ее выхолаживанию и, опять-таки, изменению условий распространения волн Россби в нижней стратосфере (Володин и Галин, 1998).

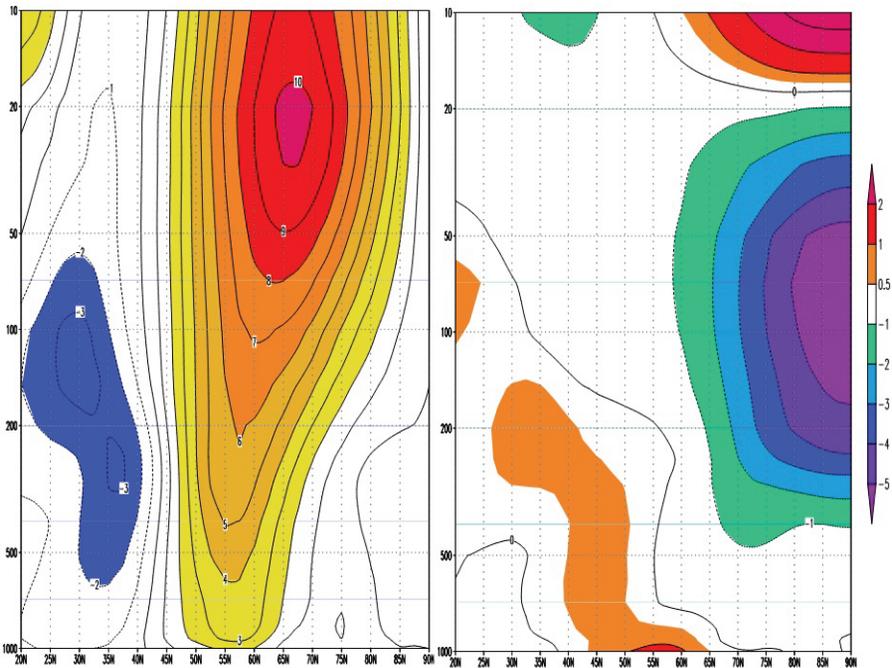


Рисунок 7 – Аномалия зональной скорости ветра, м/с (слева) и температуры, К (справа) соответствующие положительному индексу АК.

Таким образом, поскольку в ближайшее столетие вклад антропогенных воздействий в изменение климата будет, по-видимому, еще больше, чем в 20 веке, то именно эти воздействия и будут в основном определять изменения климата в ближайшие сто или несколько сотен лет, то есть это будет вынужденное изменение климата. Тем не менее, если речь идет об изменении климата в ближайшие десятилетие или 2-3 десятилетия, то вклад естественных колебаний климата может быть в некоторых случаях сопоставим с вкладом роста парникового эффекта вследствие деятельности человека.

Вероятные механизмы естественных колебаний в Северной Атлантике и Арктике

Район северной Атлантики является наиболее интересным в смысле предсказуемости естественных колебаний, т.к. там согласно вышеприведенным исследованиям, а также, например, (Bellucci et al, 2013) память о начальном состоянии сохраняется дольше, чем в других местах.

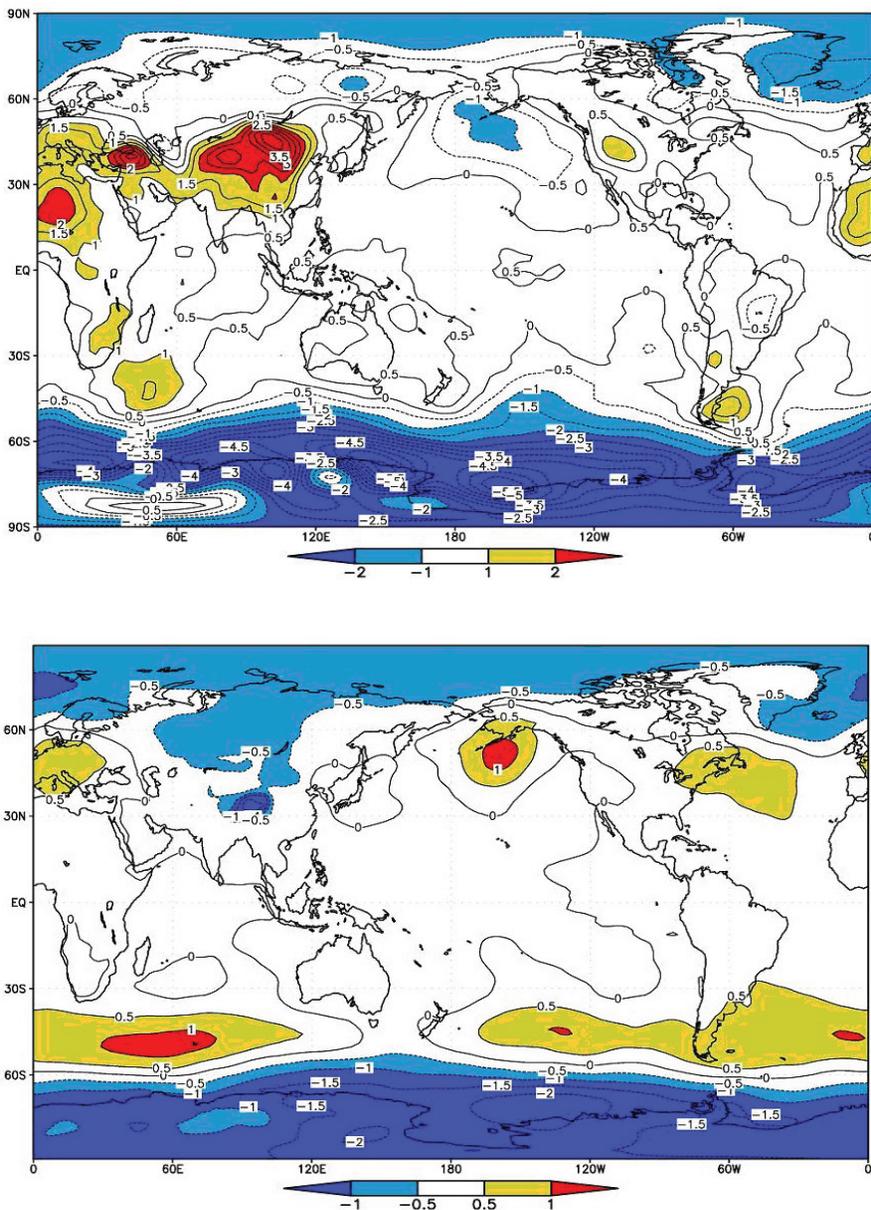


Рисунок 8 – Разность давления на уровне моря (гПа) в 1981-2000гг. по сравнению с 1961-1980гг. по данным реанализа NCEP (вверху) и модели INMCM4 (внизу).

Несмотря на значительный прогресс в понимании многих погодных и климатических явлений, механизмы декадных естественных колебаний климата в Арктике и Северной Атлантике все еще до конца не ясны. Предложены несколько механизмов, связанных с колебанием меридиональной функции тока в Атлантике. Так, в (Delworth et al, 1993) в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана были найдены колебания климата в северной Атлантике с характерным периодом около 50 лет. Механизмом колебаний являются колебания термохалинной циркуляции из-за колебаний плотности воды в районах глубокой конвекции. Колебания плотности сами зависят от интенсивности термохалинной циркуляции, а также от ее взаимодействия с приповерхностными течениями.

В (Griffies and Tzipermann, 1995) в простой четырехблочной модели найдена колебательная мода с периодом около 50 лет. Механизм этой моды, также, как и в (Griffies and Tzipermann, 1995), состоит во взаимодействии термохалинной циркуляции с меридиональным потоком тепла и пресной воды, переносимым этой циркуляцией. В (Griffies and Tzipermann, 1995), как и в (Delworth and Greatbatch, 2000) показано, что стохастическое атмосферное воздействие возбуждает океанскую моду. В работе (Timmermann et al, 1998) в качестве механизма 35-летних колебаний климата в северной Атлантике предлагается колебание термохалинной циркуляции, но в данном случае, по мнению авторов, существенно взаимодействие аномалий ТПО с северо-атлантическим колебанием (САК). Интенсификация термохалинной циркуляции приводит к положительной аномалии ТПО. Откликом на нее является положительный индекс САК. Это приводит к увеличению экмановского переноса более пресной и легкой воды с севера в район глубокой конвекции, что, в свою очередь, постепенно ослабляет термохалинную циркуляцию и приводит к отрицательной фазе колебания. В (Jungclauss et al, 2005) показано, что колебания меридиональной циркуляции и глубокой конвекции в северной Атлантике модулируются переносом пресной воды из Арктики. В идеализированной двухблочной модели Атлантики и Тихого океана (Heidt and Dijkstra, 2007) показано, что максимальная изменчивость на десятилетних временных масштабах концентрируется в районе глубокой конвекции и формирования придонных вод.

В других работах колебание меридиональной циркуляции не является главной причиной междекадных колебаний климата в северной Атлантике. В (Dijkstra et al, 2008) показано с помощью вычисления собственных мод линеаризованного оператора упрощенных уравнений динамики океана, что причиной колебаний климата с характерным временем порядка десятилетий и распространения на запад аномалии ТПО в северной Атлантике может быть «термическая волна Россби». В аналогичном исследовании для Северного Ледовитого океана (Frankcombe and Dijkstra, 2010) предлагается механизм «солёностной волны Россби». Авторы этой работы, а также (Frankcombe and Dijkstra, 2011) показывают, что декадные колебания климата в Арктике в климатической модели GFDL CM2.1 также, вероятно, объясняются «солёностными волнами Россби». Два пери-

ода декадных колебаний в северной Атлантике в модели GFDL CM2.1 объясняются «термическими волнами Россби» в северной Атлантике и влиянием «соленостных волн Россби» из Арктики (Frankcombe and Dijkstra, 2011).

В климатической модели INMCM4 в Арктике и Северной Атлантике реализуется, по-видимому, последний из предложенных механизмов. Рассмотрим его подробнее.

Эволюцию модельного арктико-атлантического колебания можно видеть по композитам аномалии температуры, составленных для различных фаз этого колебания. Композит для года 0 вычислялся как аномалия, усредненная по 5-летним интервалам, когда первый ГК температуры возрастал. Это означает, что выбирались такие 5-летние интервалы, что разность ГК для следующего 5-летнего интервала и предыдущего по отношению к выбранному была больше одного среднеквадратичного отклонения этой величины для всех 5-летних интервалов. Композит для года -5 вычислялся как аномалия, усредненная по всем 5-летним интервалам, непосредственно предшествующим тем, когда ГК возрастал. Композит для года -10 есть средняя аномалия за 5-летние интервалы, на 10 лет, предшествующие тем, когда ГК возрастал. Аналогично определяются композиты для года 5 и года 10. В целом, поскольку рассматривается колебание с периодом 35-50 лет, композиты для лет от -10 до 10 показывают эволюцию выбранной переменной примерно для половины периода колебания, с отрицательной до положительной фазы.

На рис. 9 представлены композиты аномалии плотности воды для лет -10, -5, 0, 5, 10. В год -10 можно видеть отрицательную аномалию на большей части Арктики, в то время как положительная аномалия расположена в северной Атлантике. В год -5 аномалия плотности в Арктике начинает уменьшаться по величине и сдвигается на юго-запад, к восточному побережью Гренландии. В год 0 можно видеть градиент плотности, направленный с северо-запада на юго-восток, с отрицательной аномалией у восточного берега Гренландии и положительной аномалией у западного побережья Европы. Аномалия в Арктике становится небольшой. В течение следующих 10 лет снова появляется и увеличивается градиент плотности с северо-запада на юго-восток, но с противоположным знаком по сравнению с годом -10. В год 10 аномалия плотности в Арктике положительна, а в северной Атлантике отрицательна. В рассматриваемом районе аномалии плотности в основном определяются аномалиями солёности, а не температуры. В основном, аномалии температуры имеют тот же знак, что и аномалии плотности (рис. 9), и это вносит вклад противоположного знака в аномалию плотности, но вклад солёности примерно на порядок больше. Индекс атлантической меридиональной циркуляции, определенный как максимум меридиональной функции тока в районе 25-35°с.ш., 1000-2000м глубины, имеет минимум в год 5, примерно через 5 лет после минимума приповерхностной плотности в районе глубокой конвекции и формирования глубинных вод. Временной спектр индекса атлантической меридиональной циркуляции имеет максимум на периодах 35-50 лет, как и первый ГК температуры. Существует связь между индексом САК и арктико-атлантическим колебанием, а именно, отрицательная фаза САК имеет место в годы с -10 по -5.

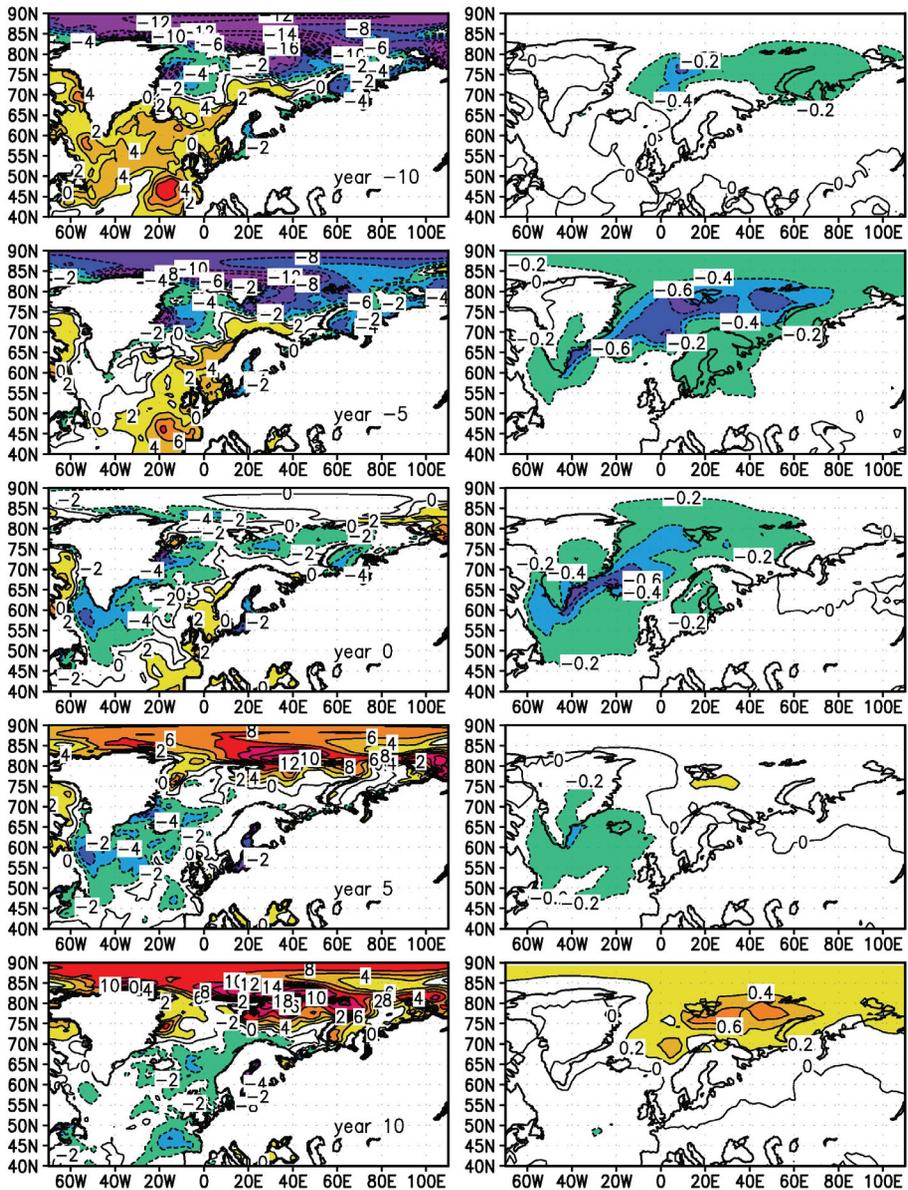


Рисунок 9 – Компоzиты аномалии приповерхностной плотности воды, 10^{-2} $кг/м^3$ (слева) и приповерхностной температуры, K (справа) для лет -10, -5, 0, 5, 10 (см. пояснения в тексте) по результатам модели INMCM4.

Однако, лишь небольшую часть всей дисперсии САК на межгодовых масштабах можно объяснить, как взаимодействие с арктико-атлантическим колебанием. Во временном спектре индекса САК в модели нет статистически значимого пика на 35-50 годах.

Конечно, очень трудно аккуратно доказать, что в модели реализуется

именно этот механизм естественных колебаний климата в Арктике и северной Атлантике. Тем не менее, полагаем, что этот механизм аналогичен тому, что предложен в работе (Dijkstra et al, 2008), поскольку это единственный из предложенных на сегодня механизм, благодаря которому происходит распространение аномалии плотности на запад или юго-запад. Единственное отличие состоит в том, что в нашем случае не аномалии температуры, а аномалии солёности вносят основной вклад в аномалию плотности и термохалинные течения. Рисунок 10 схематически представляет механизм распространения аномалии плотности в океанском бассейне. Ось X соответствует долготе, ось Y – широте, ось Z – высоте. Сначала у нас есть отрицательная аномалия плотности вдоль северной стены бассейна. Непосредственно к югу от отрицательной аномалии плотности мы имеем вертикальный сдвиг зональной скорости в соответствии с уравнением термического ветра:

$$\frac{\partial U_x}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho'}{\partial y} \quad (4)$$

где:

g – ускорение свободного падения;

ρ_0 – средняя плотность воды;

f – параметр Кориолиса;

ρ' – аномалия плотности.

Вследствие термического течения около восточного края бассейна происходит подъем воды из глубины, а около западного края – опускание воды с поверхности в глубину. Чтобы выполнялось условие устойчивости, необходимо, чтобы потенциальная плотность возрастала с глубиной. Поэтому подъем приводит к переносу воды с более высокой, а опускание – к переносу воды с более низкой потенциальной плотностью. Через некоторое время τ следует ожидать появления отрицательной аномалии плотности у западной границы и положительной аномалии плотности у восточной границы. Повторяя наши рассуждения еще раз, можно заметить, что еще через время τ следует ожидать положительной аномалии плотности у северной границы и отрицательной – у южной, то есть ситуации противоположной тому, что было в начальный момент. Здесь временной интервал τ – есть четверть периода колебания. Мы можем оценить его следующим образом. Пусть характерный масштаб аномалии плотности вдоль осей X, Y, Z есть соответственно Δx , Δy и Δz . Тогда, согласно уравнению неразрывности, скорость вертикального течения U_z около западной или восточной границы вычисляется следующим образом:

$$U_z = \frac{\Delta z \Delta z g \rho'}{\Delta x \Delta y \rho_0 f} \quad (5),$$

а тенденция плотности вследствие вертикальной адвекции есть:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} = -U_z \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \quad (6)$$

где: $\partial \rho_0 / \partial z$ – вертикальный градиент средней потенциальной плотности.

Величина τ может быть оценена как время, через которое аномалия плотности вследствие вертикальной адвекции около восточной или западной стенки достигнет той же величины, что и исходная аномалия у северной стенки ρ' :

$$\tau = \frac{\rho'}{\partial \rho' / \partial t} = \frac{\Delta x \Delta y \rho_0 f}{\Delta z \Delta z g \partial \rho_0 / \partial z} \quad (7)$$

Подставляя численные значения величин, типичные для климата модели в рассматриваемом регионе $\Delta x = 3 \cdot 10^6 \text{ м}$, $\Delta y = 10^6 \text{ м}$, $\Delta z = 100 \text{ м}$, $\partial \rho_0 / \partial z = 5 \cdot 10^{-3} \text{ кг м}^{-4}$, $f = 6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $g = 10 \text{ м с}^{-2}$ можно оценить, что $\tau \approx 11$ лет. Это вполне соответствует периоду колебания в 35-50 лет, который был найден в модели.

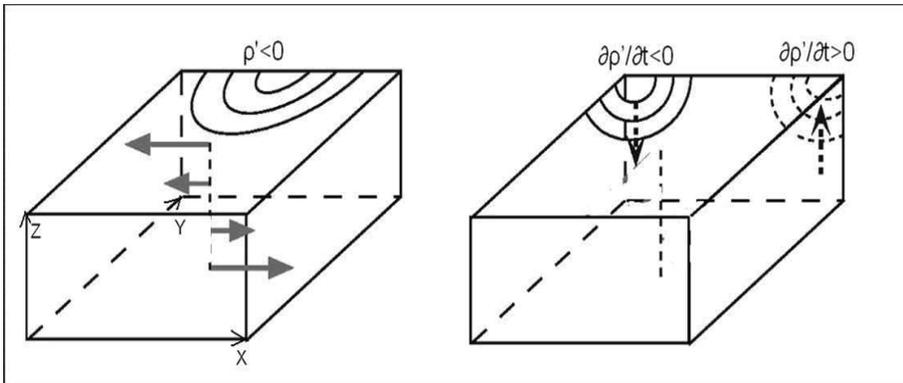


Рисунок 10 – Схема аномалий плотности, термического течения, подъема, опускания и тенденции плотности для арктико-атлантического колебания в модели. Рисунок аналогичен рисунку 5 в (Dijkstra et al, 2008), но с аномалией плотности вместо аномалии температуры.

Колебания атлантической меридиональной циркуляции, вероятно, играют лишь второстепенную роль в механизме поддержания модельной изменчивости в северной Атлантике, поскольку величина тенденции плотности вследствие аномалии меридиональной циркуляции примерно на порядок меньше, чем величина тенденции плотности вследствие термического течения. Также, по всей видимости, взаимодействие с САК не является столь существенным для рассматриваемой моды, как в случае, представленном в (Timmermann et al, 1998), поскольку минимум индекса

САК в нашем случае случается за четверть периода до минимума температуры в северной Атлантике, а не одновременно, как в (Timmermann et al, 1998).

Заключение

В настоящей работе были рассмотрены наиболее известные на настоящий момент явления, порождающие естественные колебания климата с временным масштабом порядка десятков лет. Тем не менее, современное понимание природы этих явлений далеко от совершенного. Вероятно, в последующие годы мировое научное сообщество будет уделять все большее внимание природе естественных колебаний климата и их предсказуемости.

Работа выполнена при поддержке гранта «Ведущие научные школы» № 6147.2014.5

Литература

- Володин Е.М., Галин В.Я. 1998. Исследование первой моды низкочастотной зимней атмосферной изменчивости атмосферной циркуляции в средних широтах северного полушария. Метеорология и гидрология, №9, с. 26-40.
- Barnett T.P., D.W. Pierce, M. Latif, D. Dommenges, and R. Saravanan. 1999. Interdecadal interactions between the tropics and midlatitudes in the Pacific basin. Geophys. Res. Lett. V.26. pp. 615-618.
- Bellucci A., Gualdi S., Masina S., Storto A., Scoccimarro E., Cagnazzo C. 2013. Decadal climate predictions with a coupled OAGCM initialized with oceanic reanalyses. Climate Dyn. V.40. pp. 1483-97.
- Branstator G., Teng H., Meehl G., Kimoto M., Knight J.R., Latif M., Rosati A. 2012. Systematic Estimates of Initial-Value Decadal Predictability for Six AOGCMs. J Climate V.25. pp. 1827-46.
- Delworth T., Manabe S., Stouffer R.J. 1993. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean – atmosphere model. J. Climate. V.6. pp. 1993-2011.
- Delworth T.L., Greatbatch R.J. 2000. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. J. Climate. V.13. pp. 1481-1495.
- Dijkstra H.A., Frankcombe L.M. von der Heydt A.S. 2008. A stochastic dynamical systems view of the Atlantic Multidecadal Oscillation Phil Trans R Soc A. V.366. doi:10.1098/rsta.2008.0031.
- Frankcombe L.M. and Dijkstra H.A. 2010. Internal modes of multidecadal variability in the Arctic ocean. J Phys Oceanogr V.40 pp. 2496-2510.
- Frankcombe L.M., Dijkstra H.A. 2011. The role of Atlantic – Arctic exchange in North Atlantic multidecadal climate variability. Geophys Res Lett. V.8. doi:10.1029/2011GL048158.

- Griffies S.M., Tzipermann E. A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. *J Climate* 1995. V.8. pp. 2440-2453.
- Heidt A., and Dijkstra H.A. 2007. Localization of multidecadal variability. Part I. Cross-equatorial transport and interbasin exchange. *J Phys Oceanogr.* V. 37. pp. 2401-2414.
- Jungclauss J.H., Haak H., Latif M., Mikolaevicz U. 2005. Arctic – North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation *J Climate.* V.18. pp. 4013-4030.
- Kim H.M., Webster P.J., Curry J.A. 2012. Evaluation of short term climate change prediction in multimodel CMIP5 decadal hindcasts. *Geophys. Res. Lett.* V.39. L10701, doi:10.1029/2012GL051644.
- Labitzke K., Kunze M. 2009. Variability in the stratosphere: the Sun and the QBO. *Climate and Weather of the Sun-EarthSystem (CAWSES): Selected Papers from the 2007 Kyoto Symposium*, Edited by T. Tsuda, R. Fujii, K. Shibata, and M.A. Geller, pp. 257-278. TERRAPUB, Tokyo, 2009.
- Latif, M. and T.P. Barnett. 1994. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science.* V.266. pp. 634-637.
- Mantua N.J., Hare S.R. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography.* V.58 pp. 35-44. doi:10.1023/A:1015820616384.
- Stenchikov G., A. Robock, V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf, K. Hamilton, and S. Ramachandran. 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *J. Geophys. Res.* V.107, doi:10.1029/2002JD002090.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* V.93, pp. 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Teng H., Branstator G. 2011. Initial value predictability of prominent modes of North Pacific subsurface temperature in a CGCM. *Climate Dyn.* V. 36. pp. 1813-1836. doi:10.1007/s00382-010-0749-7.
- Teng H., Branstator G., Meehl G.A. 2011. Predictability of the Atlantic Overturning Circulation and Associated Surface Patterns in Two CCSM3 Climate Change Ensemble Experiments. *J. Climate.* V.24. pp. 6064-6076.
- Timmermann A., Latif M., Voss R., Groetzner A. 1998. Northern Hemisphere interdecadal variability: coupled air – sea mode *J. Climate.* V. 11. pp. 1906-1931.
- Thompson D., Wallace J.M. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* V. 25. №9, pp. 1297-1300.