

УДК 551.515

РАЗВИТИЕ МЕЗОМАСШТАБНОГО ЦИКЛОНА 1–3 СЕНТЯБРЯ 2015 г. ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2020 г. Д. А. Яровая^а, *, В. В. Ефимов^а

^аФедеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр
“Морской гидрофизический институт РАН”, ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011 Российская Федерация

*E-mail: darik777@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 19.06.2020 г.

После доработки 14.07.2020 г.

Принята к публикации 05.08.2020 г.

С помощью модели WRF, а также по спутниковым данным исследован мезомасштабный циклон, который развился в начале сентября 2015 г. над свободным ото льда морем Лаптевых и впоследствии переместился, усиливаясь, на Восточно-Сибирское море. Показано, что взаимодействие циклона с подстилающей поверхностью, в частности потоки явного и скрытого тепла от поверхности моря, а также наличие/отсутствие морского льда на Восточно-Сибирском море не играло существенной роли в усилении циклона. Доказано, что основной причиной усиления циклона была бароклинная неустойчивость – взаимодействие с высотной аномалией потенциальной завихренности. Показано, что основной причиной формирования теплого ядра в циклоне стал перенос относительно теплого приповерхностного воздуха с суши на море, а выделение скрытого тепла при конвекции играло второстепенную роль.

Ключевые слова: мезомасштабный циклон, бароклинная неустойчивость, численное моделирование, эксперименты по чувствительности

DOI: 10.31857/S0002351520060115

1. ВВЕДЕНИЕ

Полярные мезомасштабные циклоны (ПМЦ) – это небольшие (с горизонтальным масштабом от 200 до 1000 км), довольно интенсивные (скорость приповерхностного ветра составляет 7–9 баллов по шкале Бофорта) циклоны, которые возникают и усиливаются над морем, в широтах выше 60 с.ш. или ниже 60 ю.ш. [1]. Таким образом, для них определяющим является не физический механизм развития, а лишь место зарождения, размеры и интенсивность. При этом возникновение ПМЦ может быть обусловлено различными факторами: бароклинная неустойчивость, влияние орографии (например, мезомасштабные циклоны, возникающие у побережья Новой Земли), высвобождение скрытого тепла в результате теплообмена с морем и выделение скрытой теплоты при конвекции, как в тропических циклонах [1, 2]. Эти факторы могут как совместно, так и по отдельности вносить вклад в усиление ПМЦ.

Согласно данным наблюдений, развитие большинства ПМЦ сопровождается наличием глубокой конвекции и больших потоков явного и скрытого тепла [1, с. 393]. В связи с этим была предложена модель усиления таких полярных циклонов

посредством механизма WISHE (Wind Induced Surface-Heat Exchange): затравочный циклонический вихрь в пограничном слое усиливается за счет взаимодействия море–атмосфера [2]. Другой механизм усиления ПМЦ за счет бароклинной неустойчивости был предложен в работе [3], в которой полагается, что конвекция поддерживается положительной аномалией потенциальной завихренности на верхних уровнях. При этом тепкое ядро в циклоне возникает, в основном, за счет секклюзии, когда теплый воздух с юга переносится в центральную область приповерхностной депрессии и затем отсекается от основной массы теплого воздуха циклонической циркуляцией.

Основное место зарождения ПМЦ в Северном полушарии – Северо-Европейский бассейн [4, с. 6], где они оказывают существенное влияние на климат Скандинавских стран. Климатические исследования таких ПМЦ по спутниковым данным проводились неоднократно [4–6]. Например, в работах [5, 6] были изучены ПМЦ над Норвежским, Гренландским и Баренцевым морями, и описаны их траектории, распределение по месяцам, характерные величины скорости ветра и др. В [5] по спутниковым данным за 2000–2009 гг.

было установлено, что хотя ПМЦ в Северо-Европейском бассейне не имеют четко выраженного района возникновения, тем не менее можно выделить две области, в которых сосредоточена большая их часть: вдоль теплого Норвежского течения, а также между Финляндией и островом Шпицберген. Это является подтверждением сделанного еще в [1] вывода о том, что развитие ПМЦ тесно связано с наличием больших потоков тепла от поверхности моря. Помимо спутниковых данных, исследования арктических циклонов проводились также с использованием данных атмосферных реанализов (см., например, [7]).

Многочисленные работы, посвященные численному исследованию отдельных случаев ПМЦ в Северном полушарии [8, 9, 10 и др.], как правило, ограничиваются только циклонами, возникающими над Северо-Европейским бассейном и Карским морем. Новая Земля – это естественный барьер, который разделяет две разные климатические зоны. Над северными морями России, лежащими к востоку от Новой Земли (Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море), ПМЦ возникают гораздо реже, т.к. площадь не покрытого льдом моря там гораздо меньше, чем в Северо-Европейском бассейне. В одной из немногих статей, посвященной таким ПМЦ [11], подробно описаны три случая: два ПМЦ в 2007 г. над Восточно-Сибирским морем и морем Лаптевых и один в 2012 г. над Карским морем. Были выбраны именно эти года потому, что в 2007 и 2012 г. наблюдались локальные временные минимумы площади ледового покрова. В [11] использовались данные спутниковых наблюдений о потоках тепла от поверхности, приводной скорости ветра, удельной влажности и удельном содержании облачных капель, а также данные реанализа ERA-Interim. Эти данные позволили изучить эволюцию ураганов, их траектории, а также структуру их облачности. Вблизи побережья Новой Земли, над Баренцевым и над Карским морями, ПМЦ зарождаются довольно часто и могут иметь орографическое происхождение, когда приповерхностный поток воздуха набегаем на архипелаг Новая Земля и блокируется горным хребтом [12]. В работе [13] при помощи численной модели WRF был исследован ПМЦ 29–30 сентября 2008 г. над Карским морем и сделан вывод, что усиление циклонического вихря происходило за счет взаимодействия верхней аномалии потенциальной завихренности с нижней, а также за счет выделения скрытого тепла.

Цель данной работы – исследовать при помощи численного моделирования один из редких случаев мезомасштабных циклонов, обнаруженных на спутниковых снимках над морем к востоку от Северной Земли. Этот циклон перемещался над морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем и, как будет показано далее, обладал рядом

признаков ПМЦ. При этом основной интерес представляет оценить вклад одного из главных механизмов развития ПМЦ – потоков явного и скрытого тепла от свободной поверхности моря.

При региональном моделировании качество полученных результатов во многом определяется начальными условиями. Сложность регионального моделирования ПМЦ связана с тем, что даже хорошо различимые на спутниковых снимках облачности полярные вихри могут отсутствовать в атмосферном реанализе, используемом в качестве начальных и граничных условий для мезомасштабной модели. Путем просмотра спутниковых снимков облачности [14] был найден подходящий мезомасштабный циклон, который развился к востоку от Северной Земли 1–3 сентября 2015 г. и был при этом воспроизведен в реанализах (рис. 1).

Эта статья является продолжением наших работ [15, 16], посвященных исследованию случаев полярного циклогенеза. В них был описан сильный ПМЦ в Северо-Европейском бассейне 18–20 января 2017 г., причиной развития и усиления которого стало холодное вторжение над Гренландским и Норвежским морями и потоки тепла за счет конденсации и взаимодействия море–атмосфера.

2. ЭВОЛЮЦИЯ ЦИКЛОНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА

2.1. Циклон 1–3 сентября 2015 г. по данным наблюдений

По спутниковому снимку облачности (рис. 1а) было определено, что размер облачной системы циклона на зрелой стадии составлял ~800 км в зональном направлении и ~1000 км в меридиональном. Облачная система циклона состояла из закрученной по спирали облачной полосы, с высотой верхней границы 400–500 гПа и конвективных ячеек высотой <800 гПа. Согласно данным скаттерометра ASCAT [17], в западной половине этого циклона приводная скорость ветра достигала 18 м/с (рис. 1б). Таким образом, согласно [1], по своим размерам и величине приводной скорости ветра этот циклон можно классифицировать как полярный мезомасштабный.

2.2. Циклон 1–3 сентября 2015 г. по данным реанализа ERA5

Согласно данным реанализа ERA5, в начале сентября 2015 г. море Лаптевых было почти полностью свободно ото льда, а Восточно-Сибирское море покрыто льдом в своей северной части (рис. 2). Рассмотрим, как происходило развитие этого циклона по данным реанализа ERA5 (рис. 2). 30 августа над сушей в арктической фронтальной

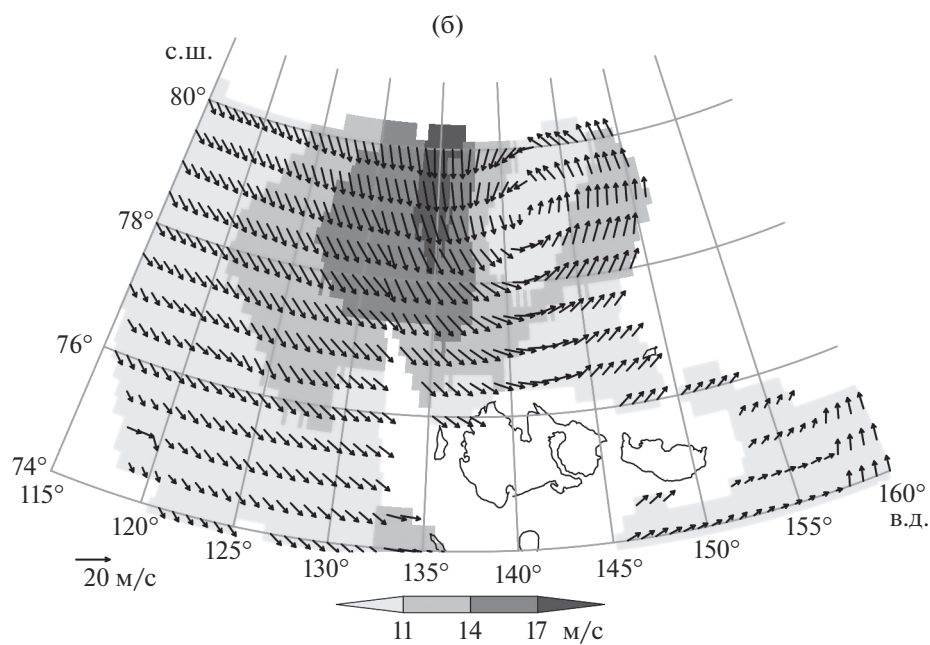
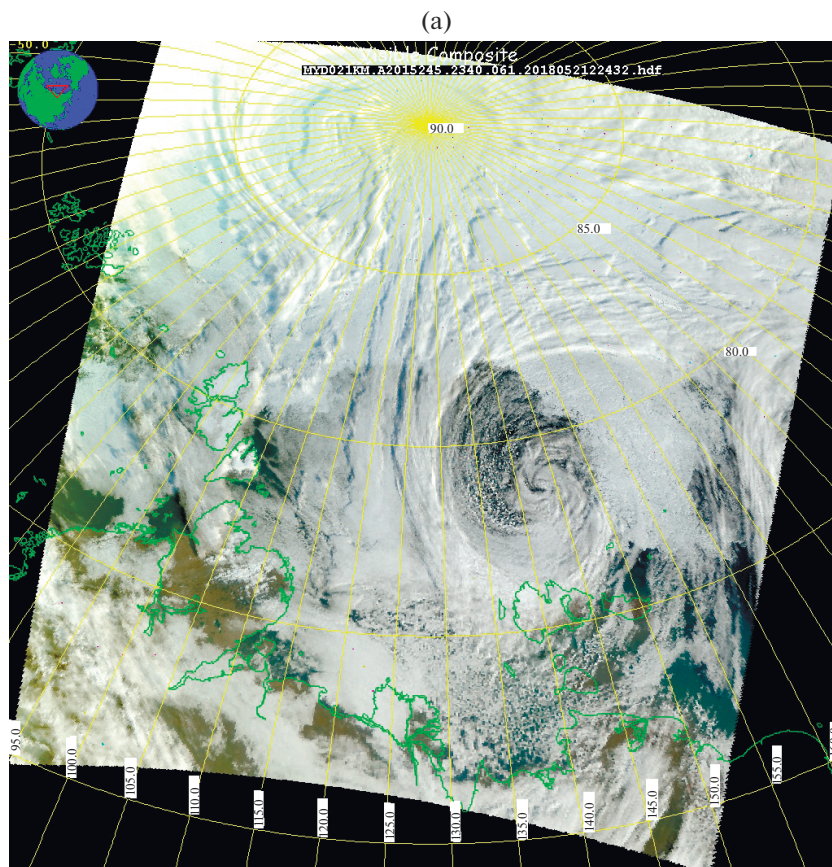


Рис. 1. ПМЦ по спутниковым данным а) облачность за 23:40 02.09.2015, б) вектор и величина скорости приводного ветра (м/с) по данным скаттерометра ASCAT третьего уровня обработки за 11 ч 02.09.2015.

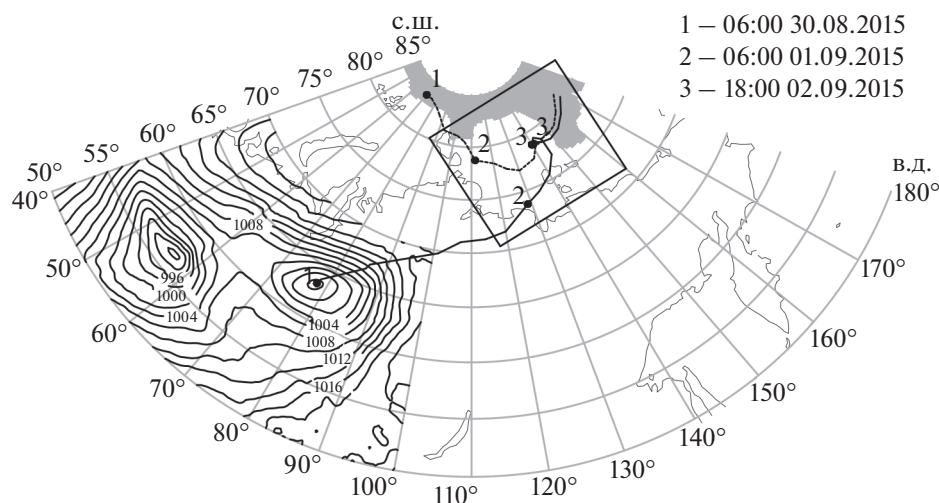


Рис. 2. Давление на уровне моря (гПа) в 6 ч 30 августа по данным реанализа ERA5. Для наглядности показано только поле давления, относящееся непосредственно к исследуемому циклону. Серым цветом закрашена площадь ледового покрова. Сплошная линия обозначает траекторию приповерхностного циклона, пунктирная — траекторию высотной аномалии потенциальной завихренности на уровне 500 гПа. Черными линиями обозначена расчетная область с разрешением 2 км.

зоне на периферии синоптического циклона с центром в 55 в.д., 56 с.ш. сформировался циклонический вихрь, в последующем развитии которого можно выделить 3 этапа:

– в течение первых 2 суток циклонический вихрь перемещался над сушей на северо-восток и в 6 ч 1 сентября вышел на море Лаптевых в районе Тикси. К моменту выхода на море циклонический вихрь был довольно слабый: приповерхностная скорость ветра не превышала 11 м/с, а давление на уровне моря в центре составляло 1000.6 гПа;

– в течение следующих полутора суток, с 6 ч 1 сентября по 18 ч 2 сентября, циклон перемещался над морем: сначала на северо-восток, пройдя над о. Котельный, а затем на север. При этом интенсивность циклона непрерывно увеличивалась, и в 18 ч 2 сентября циклон достиг зрелой стадии. На зрелой стадии циклон стоял, слабо блуждая, к северу от о. Котельный, давление на уровне моря понизилось до 992 гПа, в западной части циклона суммарный поток тепла достигал 180 Вт/м², а приводная скорость ветра увеличилась до 17 м/с.

– далее циклон начал перемещаться на восток, к середине 3 сентября центр циклона вышел на лед и к 5 сентября циклон постепенно рассеялся.

Хотя после 18 ч 2 сентября интенсивность циклона непрерывно уменьшается, замкнутые изобары в поле давления на уровне моря прослеживаются до середины 4 сентября. Окончательно циклон рассеялся в области 165...185 в.д., 80...85 с.ш., когда полностью вышел на лед.

На рис. 2 также показано, как перемещалась с 30 августа по 3 сентября положительная высотная

аномалия потенциальной завихренности, PV, определяющая роль которой в усилении циклона будет рассмотрена далее. Как видно из рис. 2, траектории высотной аномалии и приповерхностного циклонического вихря непрерывно сближались. На зрелой стадии в 18 ч 2 сентября циклон располагался непосредственно под высотной аномалией PV, и начиная с 3 сентября, двигался синхронно с ней на северо-восток. Спиральная облачная полоса, показанная на рис. 1а, соответствует высотному циклону, а низкие облака — конвекции, которая развилась в приповерхностном циклоне. Высотный циклон также можно выявить и на спутниковых снимках облачности [18], относящихся к началу 2 сентября (не показано), причем его местоположение (к северо-западу от о. Котельный) хорошо согласуется с данными реанализа ERA5 (рис. 2).

3. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Этот циклон был воспроизведен при помощи негидростатической региональной модели WRF ARW, версия 4.0.2 [19]. Модель WRF широко применяется для исследования различных атмосферных явлений, в том числе полярных циклонов как идеализированных [см., например, 20], так и реальных [8, 9, 12 и др.]. Численное решение уравнений проводится на расштатанной по пространству сетке С. Начиная с 4-й версии в модели по умолчанию используется гибридная σ -изобарическая система координат (известная также как η -система координат). Для отображения земной поверхности на плоскость применялась полярная

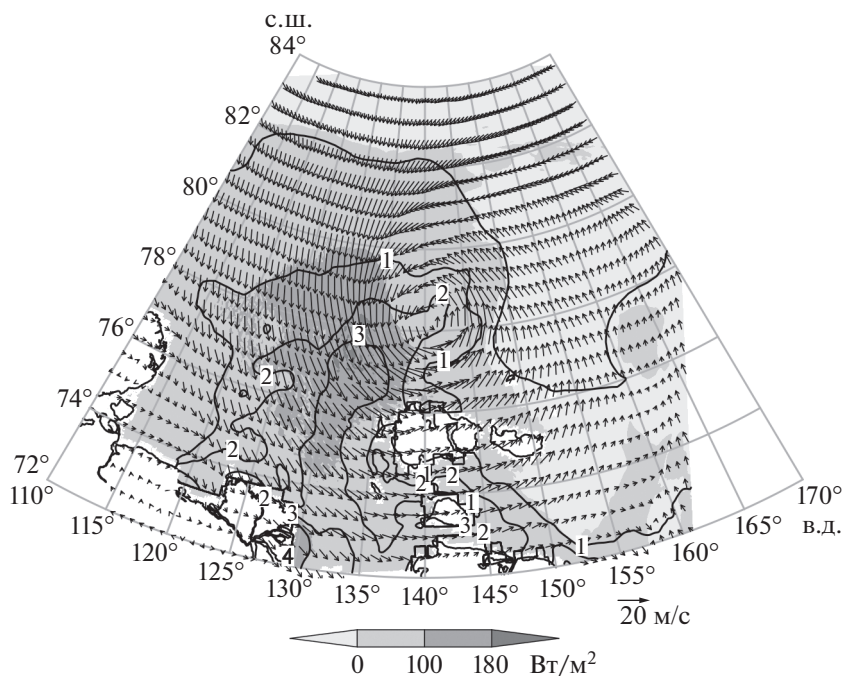


Рис. 3. Суммарный (явный + скрытый) поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$; цвет), приводный ветер ($\text{м}/\text{с}$; стрелки) и температура поверхности моря ($^{\circ}\text{C}$; изолинии) в 18 ч 2 сентября. Черная линия обозначает границу ледового покрова.

стереографическая проекция. В качестве начальных и граничных условий для моделирования использовался реанализ ERA5 с разрешением 0.25° и шагом по времени 6 часов. Моделирование проводилось с 0 ч 1 сентября по 0 ч 4 сентября 2015 г. на трех вложенных расчетных сетках с разрешениями 18, 6 и 2 км и размерами 145×264 , 331×301 , 769×682 точек (рис. 2). Были заданы 38 вертикальных уровня. Верхняя граница модели — изобарическая поверхность 50 гПа. Высота уровней в расчетной области с разрешением 2 км в среднем составляла 0, 0.03, 0.05, 0.06, 0.08, 0.10, 0.12, 0.15, 0.19, 0.23, 0.27, 0.31, 0.34, 0.38, 0.44, 0.52, 0.61, 0.69, 0.77, 0.85, 0.94, 1.02, 1.11, 1.19, 1.28, 1.37, 1.46, 1.55, 1.64, 1.92, 2.41, 3.21, 4.37, 5.70, 7.27, 9.23, 12.02 и 17.26 км. В модели использовались следующие схемы параметризации: WSM3 для описания фазовых переходов в атмосфере, Mellor-Yamada-Janjic для пограничного слоя, Eta similarity для приповерхностного слоя, Noah Land Surface Model для расчета потоков тепла и влаги от поверхности, Betts-Miller-Janjic для кучевой конвекции в расчетных областях с разрешениями 18 и 6 км и схемы RRTM и Dudhia для радиационного теплообмена. Температура поверхности моря и концентрация морского льда во время моделирования оставались постоянными. Боковые граничные условия для расчетной области с разрешением 18 км обновлялись каждые 6 ч.

Поскольку значительное усиление циклонического вихря произошло после его выхода на мо-

ре, была поставлена задача оценить, какую роль в его развитии играло взаимодействие с подстилающей поверхностью. Для этого были проведены два численных эксперимента по изменению свойств подстилающей поверхности. Заполнение циклона 3 сентября, очевидно, связано с выходом его на лед, поэтому представляет интерес убрать морской лед в расчетных областях и проверить, как это скажется на развитии циклона. В эксперименте 1 во всех расчетных областях убрали морской лед (на освободившихся участках моря ТПМ составляла -1.5 K), в эксперименте 2 — температуру поверхности открытых участков моря увеличили на 2 К. Кроме того, был проведен эксперимент 3 с отключением выделения скрытого тепла при конденсации водяного пара.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Определим основную причину усиления этого циклона при перемещении его над морем. Существенное отличие этого циклона от случая, исследованного нами в предыдущих работах [15, 16], состоит в значительно меньших величинах суммарного потока тепла: в ПМЦ 18–20 января 2017 г. они достигали $800 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Как видно из рис. 3, на зрелой стадии западная половина циклона находилась над свободной водой, а восточная — над льдом, и наибольшие значения суммарного потока тепла ($\sim 200 \text{ Вт}/\text{м}^2$) достигались к северо-западу от о. Котельный, где температура поверхности

моря (ТПМ) составляла 3–3.5°C. Относительно большие потоки тепла в этой области, по-видимому, обусловлены прохождением сухого и холодного приповерхностного воздуха, приносимого в область циклона с покрытой льдом части океана, на более теплую свободную поверхность моря. По этой причине в западной половине циклона развилась конвекция, проявившаяся на спутниковом снимке облачности (рис. 1а). На зрелой стадии, согласно результатам моделирования, усредненный по площади полярного циклона суммарный поток тепла составлял около 70 Вт/м², и по мере выхода циклона на лед уменьшился до –10 Вт/м² к концу 3 сентября.

Таким образом, в целом потоки явного и скрытого тепла от поверхности океана были относительно невелики, и вряд ли их можно рассматривать как существенную причину усиления циклона над морем. В качестве основной причины рассмотрим известный механизм бароклинной неустойчивости – возбуждение мезомасштабного циклона на нижних уровнях высотной аномалией потенциальной завихренности PV [21].

На рис. 4а показаны поля потенциальной завихренности, геопотенциальной высоты на уровне 500 гПа и давления на уровне моря, SLP, для 18 ч 1 сентября, когда циклон удалился от побережья и начал усиливаться. В поле геопотенциальной высоты хорошо виден высотный циклон над морем Лаптевых с центром 125 в.д., 77.6 с.ш., который также проявляется в поле SLP в виде замкнутой изобары 1005 гПа, и приповерхностная депрессия над о. Котельный к юго-востоку от него. Величина потенциальной завихренности в высотном циклоне достигает 3 PVU (1 PVU = 10⁻⁶ К м² кг⁻¹ с⁻¹).

На рис. 4б показан вертикальный разрез вдоль линии, проведенной на рис. 4а через центры приповерхностного циклона и высотной аномалии PV; для наглядности на рис. 4б также показана положительная аномалия PV, т.е. положительное отклонение потенциальной завихренности от своего среднего по расчетной области значения на данном уровне. На рис. 4б хорошо видна положительная аномалия PV на уровнях выше 500 гПа и связанный с этой аномалией прогиб изэнтроп вверх до уровня 350 гПа, на котором аномалия PV достигает наибольшего значения, 4 PVU. Выше уровня 350 гПа наблюдается прогиб изэнтроп вниз и аномалия PV с высотой уменьшается. Таким образом, в нижней половине высотного циклона, находящейся в тропосфере, наблюдается холодное ядро, в верхней, находящейся в тропопаузе, – теплое. На уровнях ниже 900 гПа видна приповерхностная положительная аномалия PV в области формирования циклона. Отметим, что большие приповерхностные значения PV наблюдались также на севере и северо-востоке расчетной

области (не показано) – это объясняется повышенной устойчивостью атмосферы над льдом. Т.к. циклон обладал теплым ядром, с приповерхностной аномалией PV связан прогиб изэнтроп вниз. Кроме того, на рис. 4б видна область больших значений PV, протянувшаяся от высотной аномалии вниз, к усиливающемуся циклону, что говорит об их взаимодействии.

На составном рис. 5 показаны поля тангенциальной скорости и аномалии потенциальной температуры (отклонение θ от своего среднего по площади значения), осредненные по углу в цилиндрической системе координат; по оси абсцисс отложено расстояние от центра, r . На нижней половине рис. 5 вертикальная ось проходит через центр приповерхностного циклона (140.6 в.д., 75.7 с.ш.), на верхней – через центр высотного циклона на уровне 500 гПа (125 в.д., 77.6 с.ш.) (см. рис. 4а). На нижних уровнях вблизи центра циклона значения величин не определены, т.к. здесь изобарические поверхности пересекают поверхность Земли. Показанная на рис. 5 аномалия температуры подтверждает наличие теплого ядра в приповерхностном циклоне. Аномалия температуры достигает наибольшего значения, 3.5 К, на уровне 950 гПа. Осредненная по углу тангенциальная скорость в циклоне невелика, до 11 м/с, – это связано с тем, что, как видно из рис. 1б и 3, циклон был асимметричным и наибольшие значения тангенциальной скорости ветра, до 17 м/с, наблюдались в его западной половине. В высотном циклоне в слое 400–350 гПа холодное ядро сменяется на теплое и средняя тангенциальная скорость вращения здесь достигает наибольших значений, 21 м/с. В связи с вычислительными трудностями расчетную область не удалось сделать достаточно большой, поэтому высотный циклон частично выходит за границы области. Также можно увидеть, что горизонтальный масштаб высотного циклона, определяемый как горизонтальный масштаб циклонической циркуляции, был в несколько раз больше приповерхностного. Радиус максимальной скорости ветра в высотном циклоне составляет 400 км, что сопоставимо с горизонтальным расстоянием между центрами высотного и приповерхностного циклонов, которое примерно равно 500 км, согласно рис. 4а. Это говорит о том, что между обоими аномалиями PV возникли благоприятные условия для взаимодействия.

Действительно, оценим вертикальный масштаб циклонической циркуляции, H , связанной с высотной аномалией PV. Следуя [1], H можно оценить как

$$H = L \frac{\sqrt{f(f + \zeta_0)}}{N},$$

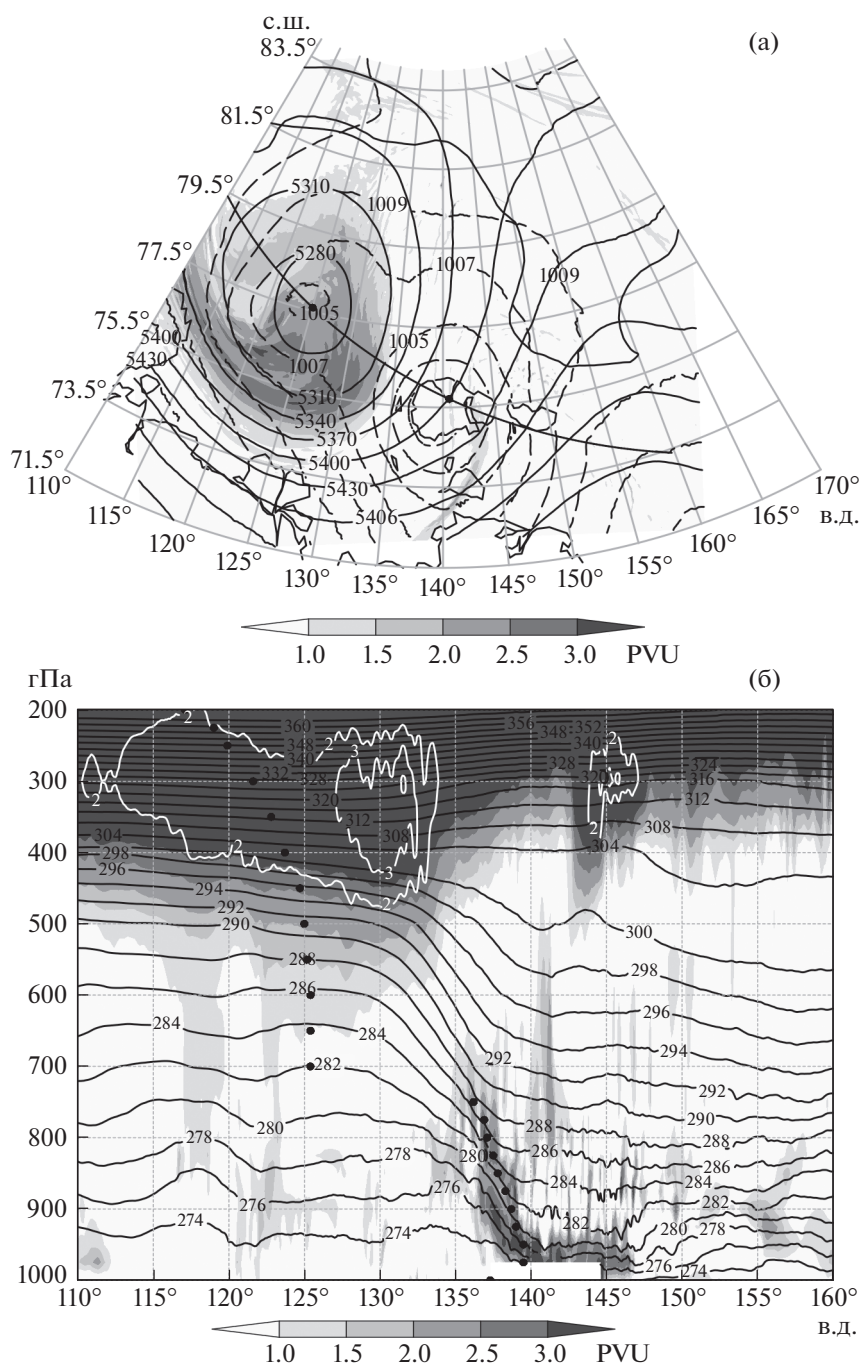


Рис. 4. Горизонтальная и вертикальная структура взаимодействующих высотного и приповерхностного циклонов в 18 ч 1 сентября: а) потенциальная завихренность (PVU; оттенки серого), геопотенциальная высота на уровне 500 гПа (м; сплошные изолинии) и давление на уровне моря (гПа; пунктирные изолинии). Черная линия обозначает границу ледового покрова; б) вертикальный разрез вдоль линии (110 в.д., 79.4 с.ш.) – (160 в.д., 73.4 с.ш.): потенциальная завихренность (PVU; оттенки серого), аномалия потенциальной завихренности (PVU; белые изолинии) и потенциальная температура (К; черные изолинии). Черные кружки обозначают центр высотной аномалии PV и приповерхностного циклона.

где f – параметр Кориолиса, $\sim 1.4 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$; ζ_0 – относительная завихренность в изэнтропической системе координат; N – частота плавучести. Горизонтальный размер высотной аномалии, L , можно определить как диаметр высотного цикло-

на ~ 1000 км. Как видно из рис. 4б, в тропопаузе изэнтропические поверхности почти совпадают с изобарическими, т. е., например, можно считать, что изэнтропической поверхности 328 К соответствует изобарическая поверхность 350 гПа. Со-

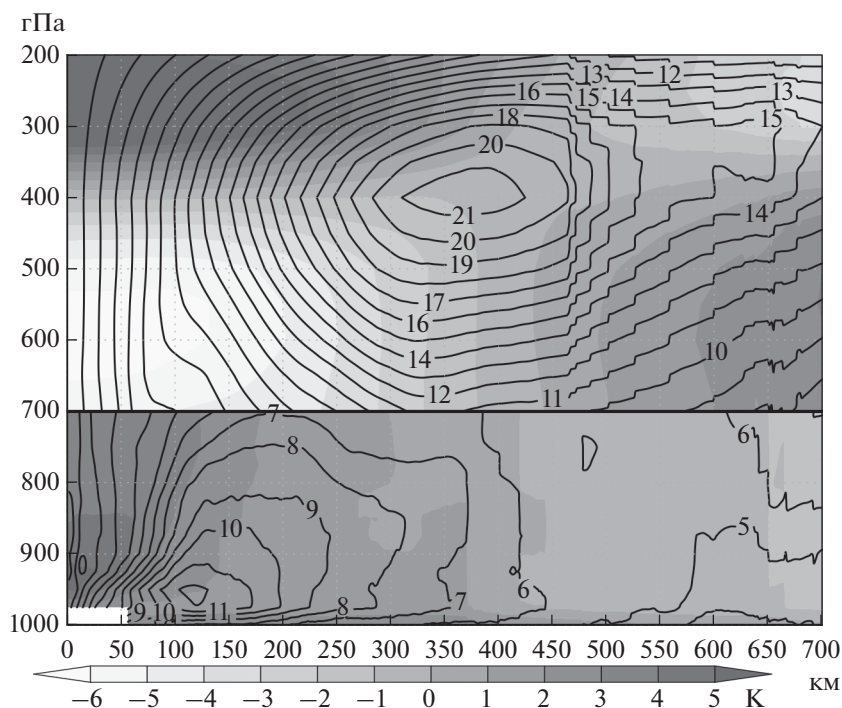


Рис. 5. Структура высотного и приповерхностного циклонов в 18 ч 1 сентября после осреднения по углу в цилиндрической системе координат: тангенциальная скорость (м/с; изолинии) и аномалия потенциальной температуры (К; оттенки серого). По оси абсцисс отложено расстояние от центра циклона (км), по оси ординат – уровень давления (гПа).

гласно результатам моделирования, ζ_θ на уровне 350 гПа составляет около $4 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и N^2 в слое 1000–300 гПа равна $\sim 2 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Отсюда следует оценка $H \approx 20$ км, что явно превышает высоту изобарической поверхности 350 гПа. Это означает, что взаимное усиление верхней и нижней аномалий PV физически возможно [3]. Отметим, что, если для оценки вертикального масштаба проникновения влияния высотной аномалии PV использовать величину Lf/N , полученную в [21] в предположении, что относительная завихренность пренебрежимо мала по сравнению с планетарной, величина H окажется сопоставимой с высотой изобарической поверхности 350 гПа, что может приводит к неверному выводу о реализуемости бароклинной неустойчивости в данном случае.

На более поздней, зрелой стадии приповерхностная аномалия PV отсутствует (не показано), что, очевидно, вызвано уменьшением устойчивости атмосферы в циклоне на нижних уровнях. Согласно результатам численного моделирования, за сутки (с 18 ч 1 сентября по 18 ч 2 сентября) вертикальный градиент θ в пограничном слое циклона уменьшился почти в 3 раза.

Рассмотрим более подробно, как сформировалось теплое ядро на начальной стадии усиления циклона. На рис. 6 показаны поля геопотенциальной высоты и потенциальной температуры на

уровне 950 гПа – уровне наибольшей температурной аномалии в циклоне на рис. 5. Над Новосибирскими островами видна бароклинная волна, причем в зоне фронта горизонтальный градиент температуры достигал 7 К/100 км. В центральной области циклона, которая в 18 ч 1 сентября находилась над о. Котельный, потенциальная температура была на 6–7 К больше, чем в северной части циклона над морем. Показанный на рис. 6 теплый сектор возник за счет горизонтальной адвекции теплого воздуха над о. Котельный (135 ... 145 в.д., 74 ... 76 с.ш.). Согласно результатам моделирования, за период 06–18 ч 1 сентября приращение величины θ за счет горизонтальной адвекции

$$-\left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y}\right),$$
 где u и v – зональная и меридиональная скорость ветра, в указанной области в среднем составляла 0.5 К/час, причем меридиональная адвекция давала положительный вклад, а зональная – отрицательный. В результате за 12 ч это приращение составило 6 К, что подтверждает, что теплое ядро циклона, показанное на рис. 5, возникло в результате переноса на море относительно теплого воздуха с материковой суши. Отметим, что наличие приповерхностной бароклинной зоны – необходимое, но не достаточное условие для возникновения ПМЦ [22].

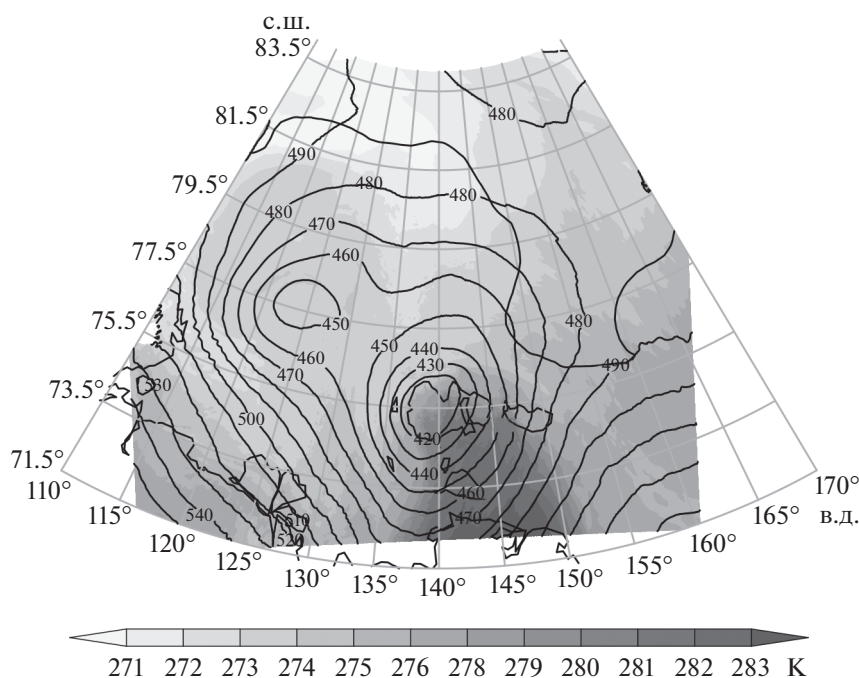


Рис. 6. Потенциальная температура (К; оттенки серого) и геопотенциальная высота (м; изолинии) на уровне 950 гПа. Черная линия обозначает границу ледового покрова.

Таким образом, взаимодействие высотной аномалии с приповерхностным циклоном, описанное в деталях, например в [21], можно считать основным механизмом формирования этого циклона. Более детальный ответ следует из экспериментов по чувствительности, представленных ниже.

Отметим также, что механизм усиления этого циклона принципиально отличается от случая, возникшего в январе 2017 г. над Баренцевым морем, который, как было показано в предыдущих наших работах [15, 16], усилился за счет взаимодействия с подстилающей поверхностью.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Рассмотрим результаты экспериментов по чувствительности циклона к изменениям подстилающей поверхности. Как видно из рис. 7, удаление морского льда, как и увеличение температуры свободной поверхности моря на 2 К, не привело к заметному увеличению интенсивности циклона (SLP_{min} уменьшилась на ~ 0.2 гПа в эксперименте 1 и на ~ 1 гПа в эксперименте 2), скорость затухания также практически не изменилась. Это согласуется с приведенными выше соображениями о незначительной роли взаимодействия море-атмосфера в усилении ПМЦ и поддержании его интенсивности. Конечно, этот результат не обязательно будет наблюдаться для всех циклонов, возникших вследствие бароклинной неустойчивости. На-

пример, в [8] проводились численные эксперименты с ПМЦ над Баренцевым морем, и было показано, что при отсутствии морского льда в расчетной области продолжительность зрелой стадии ПМЦ увеличилась в 3 раза.

Рассмотрим, как изменилось теплое ядро в циклоне в результате отключения выделения скрытого тепла в атмосфере за счет конденсации водяного пара. Для этого рассмотрим эксперимент 3 и сравним его с основным расчетом. Как и ожидалось, интенсивность циклона, уменьшилась, причем значительно на ~ 5 гПа (рис. 7). Не приводя иллюстрации, укажем, что интенсивность высотной аномалии (минимальная геопотенциальная высота) также непрерывно увеличивалась до 18 ч 2 сентября, а затем уменьшалась, качественное повторная график SLP_{min} для основного расчета.

На рис. 8 показано отклонение потенциальной температуры в центре циклона от своего среднего по площади циклона значения в эксперименте 3 и в основном расчете. Также на рис. 7 показана осредненная по площади циклона диагностическая величина $h_{diabatic}$, которая представляет собой скорость изменения потенциальной температуры в схеме параметризации фазовых переходов в модели WRF. При осреднении радиус площади осреднения был принят равным 200 км (см. рис. 3в). Как видно из рис. 7, теплое ядро циклона сформировалось в обоих расчетах, причем в эксперименте 3 аномалия температуры на ~ 0.6 К меньше по

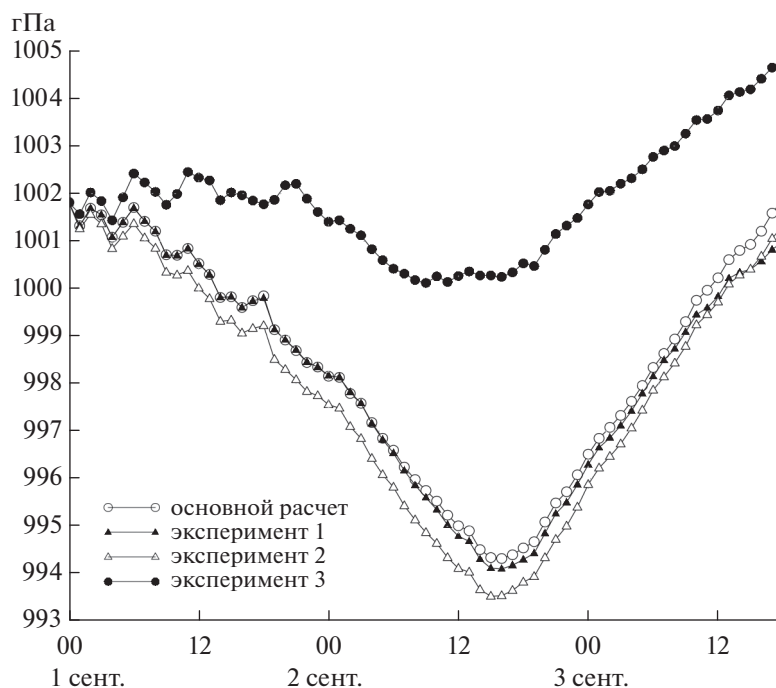


Рис. 7. Давление на уровне моря в центре циклона (гПа) в основном расчете и в численных экспериментах. Эксперимент 1 – убран морской лед, эксперимент 2 – ТПМ увеличена на 2 К, эксперимент 3 – отключено выделение/поглощение тепла при фазовых переходах.

сравнению с основным расчетом. Кроме того, в эксперименте 3 появился второй локальный максимум температуры вблизи поверхности, в слое 0–400 м. Это согласуется с тем, что, согласно результатам моделирования, на нижних уровнях происходит поглощение тепла при испарении осадков, что приводит здесь к уменьшению потенциальной температуры. Не приводя иллюстраций, отметим, что область отрицательных значений $h_{diabatic}$ на нижних уровнях циклона совпадает с областью больших осадков и имеет спиральную форму, как и полоса высоких облаков на рис. 1а. На вышележащих же уровнях в циклоне потенциальная температура увеличивается за счет выделения тепла при конденсации водяного пара, наибольшая скорость прироста 0.2 К/ч, достигается на уровне 0.5 км (рис. 8). Хотя θ в нижнем слое убывает с довольно большой скоростью, до 1.2 К/ч, толщина этого слоя относительно мала, поэтому при осреднении по высоте величина $h_{diabatic}$ будет положительной. Т.к. циклон не являлся замкнутой системой и имел место теплообмен на его боковой и верхней границах, полная количественная оценка влияния диабатического выделения/поглощения тепла на величину теплового ядра затруднительна. Однако можно найти среднее по расчетной области приращение θ за счет фазовых переходов. Согласно результатам моделирования, $h_{diabatic}$ в расчетной области в среднем составила 6×10^{-6} К/с, что за период 6 ч

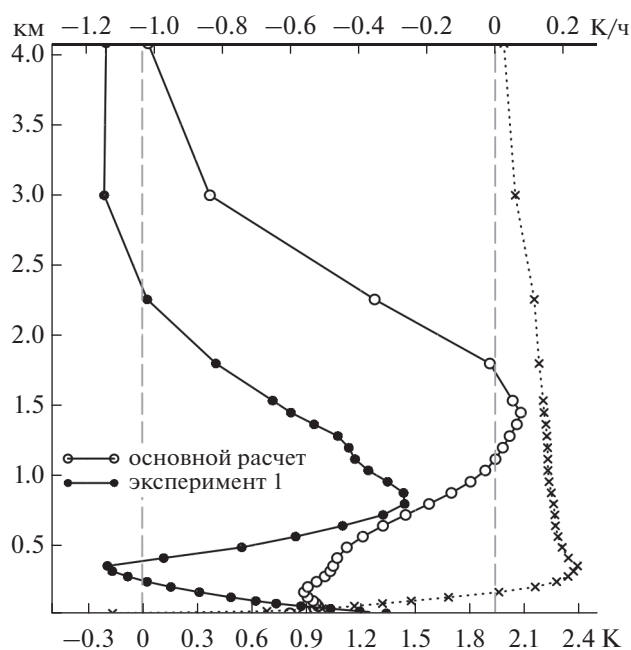


Рис. 8. Вертикальный профиль отклонения потенциальной температуры в центре циклона от своего среднего по площади в центре циклона с радиусом 200 км значения (К; нижняя ось абсцисс) в основном расчете (—○—) и в 3-м эксперименте (—●—) и осредненная по площади скорость изменения потенциальной температуры за счет диабатических процессов (—x—) в основном расчете (К/час; пунктирная линия; верхняя ось абсцисс) в 18 ч 2 сентября.

1 сентября – 18 ч 2 сентября дает суммарное увеличение θ на ≈ 0.9 К и неплохо согласуется с изменением на графике (рис. 8).

Таким образом, отключение диабатического форсинга потенциальной температуры привело к понятным изменениям в термической структуре циклона по высоте и к значительному понижению SLP в центре. При этом главная особенность – теплое ядро сохранилось: как указывалось, формирование теплового ядра было связано, в основном, с адвекцией теплового воздуха с суши, вызванным циклонической циркуляцией высотной аномалии, и в меньшей степени с выделением скрытого тепла. Этим рассматриваемый циклон отличается, например, от случая, исследованного в [23], в котором теплое ядро в циклоне после отключения выделения скрытого тепла не сформировалось.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрен мезомасштабный циклон, сформировавшийся в начале сентября 2015 г. над морем Лаптевых и впоследствии переместившийся на Восточно-Сибирское море. Циклон значительно усилился после выхода на море 1 сентября 2015 г., поэтому естественно было предположить, что усиление связано с конвективной неустойчивостью, однако результаты моделирования это не подтвердили. Было обнаружено, что основную роль в усилении циклонического вихря играла высотная положительная аномалия потенциальной завихренности и имело место взаимное усиление высотного и приповерхностного циклонического вихрей. По-видимому, довольно продолжительное существование этого циклона после выхода на лед также объясняется влиянием высотной аномалии PV, перемещавшейся синхронно вместе с ним (рис. 2). Усиление циклона после выхода на море просто совпало по времени с началом взаимодействия высотной положительной аномалии PV с приповерхностной бароклинной зоной.

Среди арктических циклонов, возникающих в высоких широтах, выделяют группу ПМЦ. Рассмотренный мезомасштабный приповерхностный циклон может быть отнесен к ПМЦ по следующим признакам: циклон достиг зрелой стадии над морем севернее полярного фронта, в его усилении существенную роль играла высотная аномалия потенциальной завихренности (механизм, который распространен для ПМЦ), в области циклона наблюдались довольно большие значения скорости приводного ветра. Однако следует учесть, что развитие циклона началось над сушей, в области арктического фронта (рис. 2), поэтому это образование, вообще говоря, относится к более широкой группе арктических циклонов.

Результаты численных экспериментов подтвердили, что взаимодействие море-атмосфера не

было главным фактором усиления этого циклона. Кроме того, по результатам эксперимента с отключением выделения скрытого тепла был сделан вывод, что основной причиной формирования теплового ядра стал именно перенос теплового воздуха с суши на море и последующая его изоляция в центральной области приповерхностного циклона, а выделение скрытого тепла при конвекции играло второстепенную роль. На сегодняшний день исследовано слишком мало случаев ПМЦ над морями к востоку от Новой Земли, чтобы можно было сделать вывод о преобладающем механизме их усиления в процессе их перемещения над свободной ото льда поверхностью океана. Но уже рассмотренные случаи (см., например, [13]) говорят о преобладающей роли бароклинной неустойчивости.

Возможно, в этом заключается основное отличие в механизме формирования теплового ядра для циклонов, возникающих над морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем, учитывая, что температурные контрасты между поверхностью моря и атмосферой, а следовательно, и потоки тепла от поверхности в этих районах меньше, чем в Северо-Европейском бассейне.

Работа выполнена в рамках проекта № 0827-2015-0001 “Фундаментальные исследования процессов в системе океан-атмосфера-литосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды и климата глобального и регионального масштабов” (шифр “КЛИМАТ”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rasmussen E., Turner J.* Polar lows. Cambridge University Press. 2003. 612 p.
2. *Emanuel K.A., Rotunno R.* Polar lows as arctic hurricanes // *Tellus*. 1989. V. 41A. P. 1–17.
3. *Montgomery M.T., Farrell B.F.* Polar low dynamics // *J. Atmos. Sci.* 1992. V. 49. № 24. P. 2584–2505.
4. *Луценко Э.И., Лагун В.Е.* Полярные мезомасштабные циклонические вихри в атмосфере Арктики. Справочное пособие. 2010. 97 с.
5. *Noer G., Saetra Ø., Lien T., Gusdal Y.* A climatological study of polar lows in the Nordic Seas // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. P. 1762–1772.
6. *Rojo M., Claud C., Mallet P.-E., Noer G., Carleton A.M., Vicomte M.* Polar low tracks over the Nordic Seas: a 14-winter climatic analysis // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2015. V. 67. P. 1–20.
7. *Michel C., Terpstra A., Spengler T.* Polar mesoscale cyclone climatology for the Nordic seas based on ERA-Interim // *J. Climate*. 2018. V. 31. P. 2511–2532.
8. *Adakudlu M., Barstad I.* Impacts of the ice-cover and sea-surface temperature on a polar low over the Nordic seas: a numerical case study // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. P. 1716–1730.
9. *Føre I., Nordeng T.E.* A polar low observed over the Norwegian Sea on 3–4 March 2008: high-resolution

- numerical experiments // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2012. V. 138. P. 1983–1998.
10. *Rasmussen E.A., Pedersen T.S., Pedersen L.T., Turner J.* Polar lows and arctic instability lows in the Bear Island region // *Tellus*. 1992. V. 44A. P. 133–154.
 11. *Zabolotskikh E.V., Gurvich I.A., Chapron B.* New areas of polar lows over the Arctic as a result of the decrease in sea ice extent // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. V. 51. № 9. P. 1021–1033.
 12. *Efimov V.V., Komarovskaya O.I.* Novaya Zemlya bora: analysis and numerical modeling // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2018. V. 54. № 1. P. 73–85.
 13. *Вереземская П.С., Степаненко В.М.* Численное моделирование структуры и эволюции полярного мезоциклона в Карском море. Часть 1. Проверка модели и оценки механизмов неустойчивости // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 4. С. 69–81.
 14. <https://worldview.earthdata.nasa.gov>.
 15. *Iarovaia, D.A., Efimov, V.V.* Polar low over the Barents Sea: its sensitivity to surface energy fluxes and condensational heating // *Physical Oceanography*. 2020. V. 27. P. 225–241.
 16. *Ефимов В.В., Яровая Д.А., Комаровская О.И.* Мезомасштабный полярный циклон по спутниковым данным и результатам численного моделирования // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17. № 1. С. 223–233.
 17. <http://www.remss.com/missions>.
 18. <https://ladsweb.nascom.nasa.gov>.
 19. *Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al.* A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Notes. 2008. 113 p.
 20. *Adakudlu M.* Impact of different initial conditions on the growth of polar lows: idealised baroclinic channel simulations // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2012. V. 138. P. 1297–1307.
 21. *Holton J.R., Hakim G.J.* An introduction to dynamic meteorology. Academic Press. 2013. 532 p.
 22. *Harrold T.W., Browning K.A.* The polar low as a baroclinic disturbance // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1969. V. 95. P. 710–723.
 23. *Mailhot J., Hanley D., Bilodeau B., Hertzman O.* A numerical case study of a polar low in the Labrador Sea // *Tellus*. 1996. V. 48A. P. 383–402.

A Mesoscale Cyclone over the Laptev and East Siberian Sea: Satellite Data and Numerical Modelling

D. A. Iarovaia^{1,*} and V. V. Efimov¹

¹*Federal State Budget Scientific Institution “Marine Hydrophysical Institute of RAS”,
ul. Kapitanskaya, 2, Sevastopol, 299011 Russian Federation*

*E-mail: darik777@mhi-ras.ru

Using WRF model and satellite data, we studied a mesoscale cyclone that developed at the beginning of September, 2015 over the ice-free Laptev Sea and then, gradually intensifying, travelled to the East Siberian Sea. It was shown that the cyclone interaction with the underlying surface, in particular sensible and latent heat fluxes and presence/absence of the sea ice, played no significant role in the cyclone intensification. It was found that the main reason for the cyclone intensification was baroclinic instability, i.e. interaction with an upper level potential vorticity anomaly. It was shown that the main reason for warm core formation was advection of warm air from the land to the sea. Also, it was shown that latent heat release during convection played a minor role in the warm core formation.

Keywords: mesoscale cyclone, baroclinic instability, numerical modelling, sensitivity experiments