Мезомасштабный полярный циклон по спутниковым данным и результатам численного моделирования

В. В. Ефимов, Д. А. Яровая, О. И. Комаровская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия E-mail: vefim38@mail.ru

Исследуется мезомасштабный полярный циклон, который наблюдался в Арктическом регионе более 2 сут в период с 18 по 20 января 2017 г. Циклон возник к северу от Исландии и прошёл более 2000 км от места своего зарождения до Баренцева моря. Рассмотрены спутниковые данные о полях приводного ветра, температуры поверхности моря, потоков явного и скрытого тепла от поверхности моря, а также данные реанализа ERA5. Сделан вывод, что усиление циклона связано с холодным вторжением 19—20 января в районе о. Шпицберген. Циклон воспроизведён с помощью полярной версии численной модели атмосферной циркуляции WRF. По результатам моделирования построена траектория движения циклона, описаны поля ветра и температуры в развитом циклоне. Показано, что даже на стадии наибольшего развития циклон являлся мелким приповерхностным вихрем, обладающим тёплым ядром, сформировавшимся вследствие вертикальной циркуляции. Выполнено сравнение величин потоков тепла в данном циклоне с характерными величинами в тропическом урагане. Для оценки скорости затухания циклона проведён и описан численный эксперимент с отключением выделения тепла при конденсации водяного пара в конвективных потоках.

Ключевые слова: полярный мезомасштабный циклон, мезомасштабное атмосферное моделирование, анализ спутниковых данных

Одобрена к печати: 02.12.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-223-233

Введение

Полярные мезомасштабные циклоны (ПМЦ) (англ. polar lows) в последние десятилетия активно изучаются, и им посвящено достаточно большое число работ. ПМЦ — это небольшие (с горизонтальным масштабом от 200 до 1000 км) короткоживущие (время жизни обычно около суток) циклоны с высокими скоростями приводного ветра (7–9 баллов по шкале Бофорта), возникающие над морями в широтах выше 60° с. ш. или ниже 60° ю. ш. (Rasmussen, Turner, 2003). Основное место зарождения ПМЦ в Северном полушарии — это Гренландское, Норвежское и Баренцево моря. Дистанционные спутниковые измерения и численное моделирование с использованием современных моделей атмосферной циркуляции позволили выявить разнообразные механизмы возбуждения и развития ПМЦ. Для обозначения всего разнообразия типов полярных мезоциклонов Керри Эммануэль (Кегту А. Етапиеl) в 1986 году на конференции в Осло предложил термин polar low spectrum (Rasmussen, Turner, 2003).

Считается, что бароклинная неустойчивость — один из главных механизмов образования ПМЦ. Полярные циклоны часто развиваются в областях, где есть циклоническая завихренность синоптического масштаба и средняя относительная завихренность сравнима с планетарной или даже превосходит её. Наблюдаются ПМЦ, связанные с реакцией бароклинной атмосферы на неоднородности поверхностной температуры, вносимые особенностями очертания берега, наличием прибрежных гор. Также наблюдаются полярные мезоциклоны на границе с ледовым покровом, которые развиваются благодаря вынужденной конвекции, когда тёплый воздух поднимается по клину холодного арктического воздуха. Такой тип возбуждения уникален для Арктических регионов и, может быть, является ключевым фактором, объясняющим, почему ПМЦ чаще развиваются в высоких широтах вблизи границы ледового покрова, чем в более южных областях (Rasmussen, 1985; Rasmussen, Turner, 2003; Rasmussen et al., 1992).

С появлением спутниковых данных для полярных областей большой интерес стали вызывать интенсивные ПМЦ, имеющие характерные внешние признаки тропических ураганов, такие как осесимметричная форма, спиральная структура облачной системы и безоблачный «глаз» в центре (Emanuel, Rotunno, 1989; Føre et al., 2011, 2012). Из-за больших значений силы Кориолиса эти циклоны имеют меньшие горизонтальные масштабы по сравнению с тропическими ураганами (Emanuel, Rotunno, 1989).

В своё время были предложены две модели усиления тропических циклонов: условная неустойчивость второго рода (CISK — Conditional instability of second kind) (Charney, Eliassen, 1964; Craig, Gray, 1996; Rasmussen, 1979) и индуцированный ветром поток тепла от поверхности (WISHE — wind-induced surface heat exchange) (Emanuel, 1986). В модели CISK предполагается, что в условно неустойчивой атмосфере присутствует запас конвективной доступной потенциальной энергии (КДПЭ), которая и расходуется на увеличение кинетической энергии циклона. В модели WISHE ураган может развиться даже в безразлично стратифицированной атмосфере за счёт взаимодействия с поверхностью моря: в области циклона присутствует положительная обратная связь между потоками явного и скрытого тепла от поверхности и скоростью приводного ветра. В обеих моделях предполагается, что в начальных условиях уже присутствует приповерхностный циклонический вихрь, который инициирует конвекцию посредством конвергенции в пограничном слое.

Модели CISK и WISHE неоднократно применяли в исследованиях ПМЦ (см., например, работы (Emanuel, Rotunno, 1989; Rasmussen, 1979)). Хотя в арктических морях одно из главных условий образования тропического циклона — высокая (≥26 °C) температура поверхности моря — не выполняется, более важным является наличие значительного теплового контраста между поверхностью моря и атмосферой и больших скоростей ветра (и, следовательно, больших потоков явного и скрытого тепла). А два других условия — слабый вертикальный сдвиг ветра и большой параметр Кориолиса — могут выполняться и для ПМЦ.

Исследование отдельных случаев ПМЦ по-прежнему добавляет новые сведения об их свойствах и вносит безусловный вклад в развитие наших представлений об их природе. В этой статье мы рассмотрим полярный мезоциклон, отличительной особенностью которого являлось необычно долгое время жизни — около двух с половиной суток, с 18 по 20 января 2017 г., и который возник вблизи Исландии, а диссипировал в южной части Баренцева моря.

Описание численной модели

В настоящей работе использовалась полярная версия численной модели атмосферной циркуляции WRF 3.8.1 (Weather Research and Forecasting Model), хорошо известная в литературе (Skamarock et al., 2008). Модель адаптирована к арктическим метеорологическим условиям, в частности в ней учитывается ледяной покров региона. В связи с вычислительными трудностями для исследования ПМЦ были проведены два моделирования с разными наборами расчётных сеток. Расположение расчётных областей показано на *рис. 1* (см. с. 225). Моделирование начальной стадии циклона проводилось на двух вложенных сетках с разрешениями 12 и 4 км (для наглядности на *рис. 1* пунктиром показана только внутренняя расчётная область с разрешением 4 км). Для моделирования дальнейшего развития циклона в районе Баренцева моря использовались три вложенные сетки с разрешениями 18, 6 и 2 км.

В модели использовалось 38 неравномерно расположенных по высоте σ-уровней (с увеличенным разрешением в планетарном пограничном слое). Для расчёта были применены следующие опции: RRTMG и Goddard shortwave — для баланса длинноволновой и коротковолновой радиации соответственно, Kain-Fritsch scheme — для параметризации кучевой облачности. Фазовые переходы в атмосфере рассчитывались по схеме WRF Single-Moment 5-class scheme, параметризация приземного пограничного слоя — по схеме Eta similarity. Атмосферный пограничный слой определялся схемой замыкания турбулентности Mellor-Yamada-Janjic scheme. Начальные и граничные условия были взяты из данных оперативного анализа GFS (Global Forecast System, Глобальная система прогнозирования) с разрешением 1×1° и временным интервалом 6 ч.

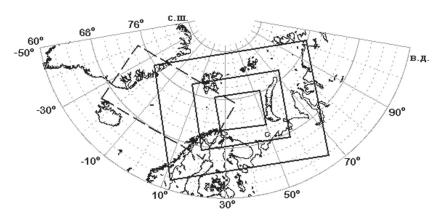


Рис. 1. Расчётная область с разрешением 4 км (пунктирная линия) и три вложенные расчётные области с разрешениями 18, 6 и 2 км (сплошная линия)

Мы также провели численный эксперимент, в котором отключали выделение скрытого тепла при конденсации водяного пара в восходящих потоках, не изменяя других опций и параметров моделирования.

Данные спутниковых наблюдений. Траектория ПМЦ

В статье использовались спутниковые поля приводного ветра над морем по данным скаттерометра ASCAT третьего уровня обработки, т.е. поля, интерполированные на равномерную сетку с разрешением 0,25° (http://www.remss.com/missions). На рис. 2 (см. с. 226) показаны поля скорости ветра по данным скаттерометра ASCAT для 18-20 января. На начальном этапе (см. puc. 2a) зарождение ПМЦ прослеживается севернее Исландии (17° з.д., 67° с.ш.), где виден небольшой циклонической вихрь со скоростями около 10 м/с. 18-19 января циклон перемещался в северо-восточном направлении над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями, и его интенсивность (скорость приводного ветра в циклоне) возрастала (см. $puc. 26-\epsilon$). Причём 19 января в западной половине циклона достигались большие значения скорости приводного ветра — свыше 30 м/с. 20 января циклон двигался на юго-восток над Баренцевым морем, и его интенсивность уменьшалась (см. $puc. 2\partial, e$). На puc. 2 видно, что циклон переместился на ~2000 км от места зарождения, т.е. был не только долгоживущим, но и подвижным. Отметим, что ПМЦ, как правило, не перемещаются на такие большие расстояния. Например, в работе (Rojo et al., 2015) были проанализированы спутниковые данные по ПМЦ за 14-летний период и обнаружено, что почти в 80 % случаев пройденное расстояние не превышало 1000 км. Также на рис. 2в-е заметна асимметрия циклона. В западной половине, где скорость вращения складывается со скоростью фонового потока, скорость приводного ветра больше, чем в восточной: разница в скоростях достигает 15 м/с. Согласно (Noer et al., 2011), асимметричные ПМЦ, у которых скорость ветра наибольшая в северной или западной части, — это обычное явление.

По результатам моделирования была построена траектория циклона с момента его зарождения (03:00—18 января) до затухания (18:00—20 января) вблизи прибрежной зоны Кольского полуострова (рис. 3, см. с. 227). Поскольку для Арктического бассейна характерна значительная синоптическая изменчивость, на рис. 3 показаны поля давления на уровне моря, соответствующие двум моментам времени: 12:00—18 января — для левой половины рисунка и 00:00—20 января — для правой. Барическая ложбина севернее Исландии (в районе о. Ян-Майен), очевидно, и явилась зоной зарождения небольшого начального полярного вихря с пониженным давлением в центре (всего на ~2 гПа). Воспроизведённая траектория циклона (см. рис. 3) хорошо согласуется с данными наблюдений. В частности, 19—20 января циклон в модели изменил направление движения над Баренцевым морем с северо-восточного на юго-восточное.

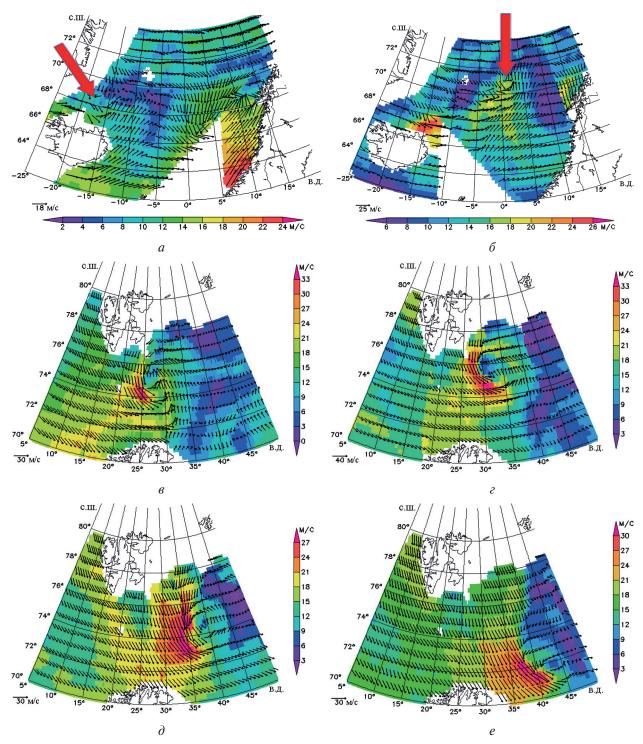


Рис. 2. Спутниковые поля приводного ветра над морем по данным скаттерометра ASCAT с разрешением 0.25° на сроки: a - 10:42 18.01.2017; $\delta - 20:42$ 18.01.2017; $\delta - 13:36$ 19.01.2017; δ

Не приводя иллюстраций, рассмотрим спутниковые данные проекта OAFlux (Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes, http://oaflux.whoi.edu) (среднесуточные поля с разрешением 1°) о потоках явного (*shf*) и скрытого (*lhf*) тепла от поверхности моря. С 18 по 19 января траектория циклона проходила через область больших (~300 BT/м²) значений *shf* в восточной части Норвежского моря. 20 января ПМЦ вышел на Баренцево море, и поток явного тепла в его западной половине, где наблюдались большие значения скорости приводного ветра, дости-

гал 350 Bт/м²; в восточной половине циклона величина *shf* составляла 100-150 Bт/м². Поток скрытого тепла в области циклона всё время был несколько меньше потока явного, число Боуэна (отношение *shf/lhf*) не превышало 1,5.

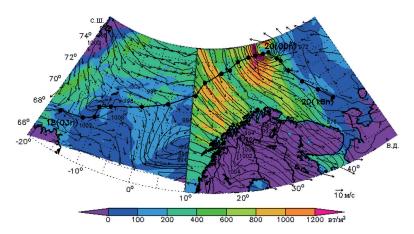


Рис. 3. Траектория циклона по результатам моделирования; поля суммарного потока тепла (цвет), давления на уровне моря (г Π а, изолинии) и приводного ветра для 12:00 18.01.2017 с разрешением 4 км (*слева*) и для 00:00 20.01.2017 с разрешением 6 км (*справа*)

Согласно приповерхностным данным реанализа ERA5 (https://www.ecmwf.int/en/fore-casts/datasets/reanalysis-datasets/era5), наблюдавшиеся большие значения потоков тепла объясняются прохождением холодного воздуха над относительно тёплой поверхностью моря. 19 января над морями к западу от о. Шпицберген дул северо-западный ветер со скоростью 12-15 м/с, приносивший холодный арктический воздух. В то же время, согласно спутниковым данным OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/sst-data-noaa-high-resolution-025x025-blended-analysis-daily-sst-and-ice-oisstv2) (среднесуточные поля с разрешением $0,25^{\circ}$), температура поверхности моря составляла $4-5^{\circ}$ C в восточной части Гренландского моря и $6-7^{\circ}$ C в восточной части Норвежского. 20 января холодное вторжение захватило и Баренцево море, в результате чего среднесуточная температура приводного воздуха там за период с 19 по 20 января уменьшалась на $3-4^{\circ}$ C.

Таким образом, можно сделать вывод, что это был классический ПМЦ, который сформировался в результате холодного вторжения в районе о. Шпицберген, из-за чего и возникает большинство ПМЦ в Северо-Европейском бассейне (Michel et al., 2018; Noer et al., 2011).

Структура развитого циклона

Рассмотрим структуру развитого циклона на стадии его распространения над Баренцевым морем по результатам моделирования с высоким разрешением. На рис. 4 (см. с. 228) показаны векторы скорости приводного ветра на высоте 10 м, поле температуры на высоте 2 м и давления на уровне моря для 02:00 20 января, когда интенсивность циклона была максимальной. Как видно на рисунке, вихрь обладал тёплым ядром, где температура на ~10 °С превышала температуру окружающей среды. Перепад давления между центром и периферией вихря составлял 14 гПа. Механизм формирования тёплого ядра поясняет рис. 5 (см. с. 228), на котором показана структура поля потенциальной температуры по вертикали вдоль зонального разреза, проходящего через центр вихря. Хорошо видны понижения адиабат к центру вихря вследствие восходящего потока (являющегося составляющей вертикальной циркуляции в вихре) и, как следствие, повышение температуры. Похожая картина изолиний потенциальной температуры наблюдалась и в циклонах, возникших над Чёрным морем вблизи Крымского и Кавказского побережий (Ефимов, Яровая, 2013; Яровая, Ефимов, 2014). Рисунок 5 показывает, что наибольшая температурная аномалия располагалась в пограничном слое.

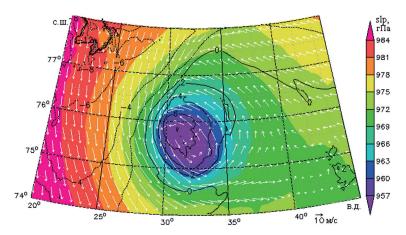


Рис. 4. Векторы скорости приводного ветра на высоте 10 м, поле температуры на высоте 2 м (°С, изолинии) и поле давления на уровне моря (цвет) для 02:00 20.01.2017 по результатам моделирования с разрешением 6 км

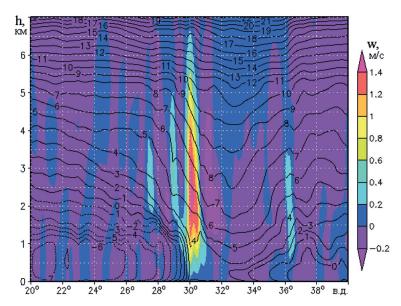


Рис. 5. Зональный разрез по $75,5^{\circ}$ с. ш. вертикальной скорости (м/с, цвет) и потенциальной температуры (°С, изолинии) в 06:00~20.01.2017 по результатам моделирования с разрешением 6 км

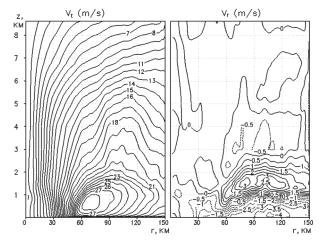


Рис. 6. Составляющие скорости ветра в циклоне для 02:00 20.01.2017 по результатам моделирования с разрешением 2 км: тангенциальная и радиальная скорость (м/с). По горизонтальной оси отложено расстояние от центра циклона (км), по вертикальной — высота над уровнем моря (км)

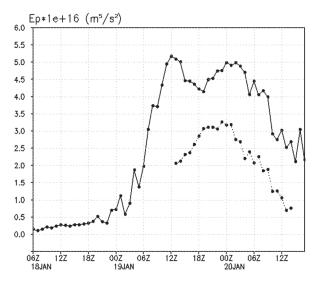
Чтобы получить общее представление о структуре ПМЦ, перейдём в цилиндрическую систему координат, центр которой совпадает с центром вихря, и рассмотрим осреднённые по углу поля скорости. Представленные на puc. 6 (см. с. 228) тангенциальная и радиальная скорости в циклоне позволяют заключить, что рассматриваемый циклон даже на стадии наибольшего развития является мелким приповерхностным вихрем. Максимальные скорости достигаются на высоте около 0.5-1 км, а выше 6 км вихрь практически не прослеживается. Наибольшая тангенциальная скорость в циклоне (28.5 м/c) достигается на высоте $\sim 600 \text{ м}$. Также на puc. 6 отчётливо виден приток воздуха к центру вихря в нижнем слое толщиной 1 км и отток на высотах 1-2.5 км.

Энергия циклона

Рассмотрим в качестве энергетической характеристики циклона его интегральную кинетическую энергию E:

$$E = \int_{0}^{H} \left(\int_{0}^{R} \frac{V_t^2}{2} 2\pi r \, \mathrm{d}r \right) \mathrm{d}z,\tag{1}$$

где H и R — высота и радиус циклона; V_t — осреднённая по углу тангенциальная скорость. На puc. 7 показано изменение интегральной кинетической энергии циклона на протяжении 2,5 сут с начала зарождения; при расчёте E радиус и высота циклона считались постоянными. Графики E построены по двум расчётам: до 12:00 19 января использовались результаты моделирования с разрешением 4 км, а с 00:00 20 января — результаты моделирования с разрешением 6 и 2 км (см. puc. I). К сожалению, в связи с вычислительными трудностями расчётные области не удалось сделать достаточно большими. Во второй половине 19 января циклон находился слишком близко к границам расчётных областей, что не позволяло достоверно оценить величину E. Этим объясняется «провал» на графике в указанное время. Как видно на puc. 7, можно выделить три стадии развития циклона: начальная (18 января) — с малой кинетической энергией, вторая (первая половина 19 января) — стадия быстрого нарастания энергии и последняя стадия (с 20 января) — затухание циклона. Pucyнок 7 носит скорее качественный характер, поскольку радиус и высота циклона условны и изменяются в ходе его развития. Усиление циклона началось 19 января, когда он находился примерно посередине между о. Шпицберген и побережьем Норвегии.



Puc. 7. Интегральная кинетическая энергия циклона ($10^{16} \,\mathrm{m}^5/\mathrm{c}^2$): основной расчёт (сплошная линия) и численный эксперимент (пунктирная линия). При расчёте E радиус циклона был принят равным $130 \,\mathrm{km}$, а высота циклона — $6 \,\mathrm{km}$

Не приводя иллюстраций, отметим, что на первом этапе развития, т.е. первые $\sim 15-20$ ч, полярный циклон имел малую высоту до 1,5 км, максимальные тангенциальные скорости около 10-12 м/с и интегральную кинетическую энергию около $0.5\cdot 10^{16}$ кг·м²·с². Поэтому относительно небольшие величины потоков явного и скрытого тепла были достаточны для поддержания и медленного роста в первые ~ 20 ч его жизни. Адвективный перенос циклона в область больших потоков тепла привёл к его быстрому росту и по высоте, и по горизонтали.

Согласно результатам моделирования, на всём протяжении траектории циклона большие величины КДПЭ, до 1000 Дж/кг, приходились на область малых высот — до 500–1000 м. Лишь на периферии циклона в отдельных случаях наблюдались несколько большие величины КДПЭ на высотах 2-5 км, приходящиеся на локальные области интенсивных вертикальных потоков (см. рис. 5). На высоких уровнях нет запаса КДПЭ, который мог бы высвободиться при возникновении условной неустойчивости. Вертикальные зондирования в циклоне показывают, что температура поднимающейся частицы воздуха изменялась по влажноадиабатическому закону, начиная от уровня свободной конвекции, который располагался вблизи морской поверхности. То есть атмосфера не являлась условно неустойчивой и над морем развилась обычная конвективная неустойчивость благодаря нагреву холодного воздуха на нижних уровнях за счёт потока явного тепла от поверхности моря. Отсутствие запасённого резервуара КДПЭ в атмосфере говорит о том, что в данном случае механизм CISK не играет значительной роли в усилении ПМЦ. Роль механизма CISK в усилении ПМЦ была поставлена под сомнение ещё в работе (Linders, Saetra, 2010), в которой по результатам измерений было обнаружено, что большие значения КДПЭ в области полярных мезоциклонов, как правило, означали передачу энергии от моря в атмосферу, а не высвобождение энергии, запасённой в атмосфере.

Таким образом, можно предположить, что основную роль в развитии ПМЦ играли потоки тепла от поверхности моря. Согласно результатам моделирования, потоки явного и скрытого тепла в западной половине циклона достигали $1400~{\rm BT/m^2}$, т.е. суммарный (shf+lhf) поток тепла достигал $2800~{\rm BT/m^2}$. Средний по внутренней области циклона (с радиусом $80~{\rm km}$) суммарный поток тепла достигал $930~{\rm BT/m^2}$. Сравним величины потоков тепла в данном ПМЦ с характерными величинами shf и lhf в тропическом урагане. В работе (Cione et al., 2000) были проанализированы данные наблюдений по $37~{\rm тропическим}$ циклонам и обнаружено, что средние по внутренней области циклона величины shf и lhf составляли $220~{\rm u}~1108~{\rm BT/m^2}$ соответственно. Таким образом, суммарный поток тепла в данном ПМЦ был примерно в $1,5~{\rm paза}$ меньше по сравнению с потоком в реальном тропическом урагане. Отметим также, что, как уже указывалось выше, в ПМЦ потоки явного и скрытого тепла были сопоставимы по величине. В тропических ураганах поток скрытого тепла, как правило, на порядок больше потока явного (Cione et al., $2000~{\rm u}$ цитируемая в публикации литература). Полярные ураганы зарождаются над более холодными морями, поэтому в них оба потока тепла сопоставимы по величине.

Численный эксперимент

Чтобы оценить скорость затухания циклона, был проведён численный эксперимент с разрешением 2 км, в котором мы отключили выделение тепла при конденсации водяного пара в конвективных потоках. Остальные параметры модели оставлены без изменения. Отметим, что отключение форсинга производилось уже после того, как циклон развился, т.е. экспериментальный расчёт по модели начинался в 06:00 19 января. Подобные эксперименты выполнялись ранее (Føre et al., 2011, 2012).

Изменение интегральной кинетической энергии циклона обусловлено, с одной стороны, трением в пограничном слое циклона, а с другой — выделением скрытого тепла в восходящих потоках. В численном эксперименте можно оценить скорость затухания циклона непосредственно как скорость уменьшения величины E. На puc. 7 показано, как изменялась со временем интегральная кинетическая энергия циклона в численном эксперименте. В эксперименте циклон существовал меньшее время, и после $14:00\ 20\$ января вихрь в поле ветра уже не выделяется. В начале расчёта с разрешением $2\$ км циклон находился близко к границе

расчётной области, и поэтому западная часть циклона, где наблюдались наибольшие значения скорости ветра, в осреднении не участвовала. С этим связаны пониженные значения E на участке 19 января.

Необходимо отметить, что оценить скорость диссипации по изменению величины E в данном случае затруднительно, поскольку циклон существовал в неоднородном фоновом потоке. Это приводило к тому, что форма циклона и его радиус изменялись на протяжении расчёта, что сказывалось на величине E. Например, резкое уменьшение величины E в 09:00—10:00—20 января в основном расчёте вызвано тем, что радиус циклона увеличился более чем на 20 км, а при расчёте E по формуле (1) величина E считается постоянной. Тем не менее в эксперименте можно выделить период 23:00—19 января—09:00—20 января, когда циклон сохранял близкую к осесимметричной форму и его радиус почти не менялся. В этом интервале величина E убывала почти с постоянной скоростью ~2·10¹¹ м⁵/с³, что можно в первом приближении принимать как грубую оценку скорости диссипации ПМЦ. По порядку величины это хорошо согласуется с оценкой скорости диссипации по формуле $-\frac{1}{\kappa} \ln \left(H_E/z_0\right) \int u_*^3 \, dS$, где z_0 — параметр шероховатости, над морем равный 0,0002 м; к— постоянная Кармана, равная 0,4; u_* — скорость трения, рассчитываемая в модели WRF; H_E — толщина слоя Экмана; S— площадь циклона (Ефимов, Яровая, 2013).

Заключение

При помощи спутниковых данных и численной модели WRF был исследован полярный мезоциклон, существовавший над Северо-Европейским бассейном необычно долгое время — более 2 сут. Согласно спутниковым данным ASCAT, этот циклон зародился севернее Исландии и прошёл более 2000 км в восточном направлении, скорость приводного ветра в циклоне превышала 30 м/с на стадии его наибольшего развития. Причиной усиления ПМЦ, скорее всего, явились большие потоки тепла от поверхности моря, возникшие вследствие холодного вторжения, которое 19 января охватывало восточную часть Гренландского, Норвежского, а впоследствии, 20 января, и западную часть Баренцева моря. По спутниковым данным OAFlux было установлено, что в западной половине циклона, где и наблюдались наибольшие значения скорости ветра, среднесуточные потоки явного и скрытого тепла достигали ~300 Bт/м², по результатам моделирования с высоким разрешением доходили до ~1000 Bт/м².

Циклон был успешно воспроизведён при помощи полярной версии модели WRF, была рассмотрена его термодинамическая структура. Траектория смоделированного циклона хорошо совпадает со спутниковыми данными. В частности, модель воспроизвела изменение направления движения циклона над Баренцевым морем с северо-восточного на юго-восточное. По результатам моделирования было обнаружено, что даже на стадии своего наибольшего развития циклон являлся мелким приповерхностным вихрем. Кроме того, циклон обладал приповерхностным тёплым ядром, которое возникло в результате выделения тепла в интенсивных восходящих потоках.

Согласно результатам моделирования, большие значения КДПЭ в циклоне приходились в основном на нижние уровни. Это говорит о том, что в атмосфере происходила обычная конвекция, связанная с нагревом воздуха от поверхности моря, а не высвобождение запасённой энергии. В то же время суммарный поток тепла в данном ПМЦ был сопоставим с наблюдающимся в тропическом урагане.

Был проведён численный эксперимент, в котором, после того как циклон развился, отключили главный источник усиления циклона — выделение скрытого тепла при конденсации водяного пара, что дало возможность оценить скорость затухания ПМЦ по скорости уменьшения его интегральной кинетической энергии.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0827-2019-0001 (шифр «Взаимодействие океана и атмосферы»).

Литература

- 1. *Ефимов В. В.*, *Яровая Д. А*. Численное моделирование квазидвумерных вихрей в атмосфере над Черным морем // Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 223—249.
- 2. *Яровая Д. А.*, *Ефимов В. В.* Мезомасштабные циклонические вихри над Черным морем // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 28—39.
- 3. Charney J., Eliassen A. On the growth of the hurricane depression // J. Atmospheric Science. 1964. V. 21. P. 68–75.
- 4. *Cione J. J.*, *Black P. G.*, *Houston S. H.* Surface observations in the hurricane environment // Monthly Weather Review. 2000. V. 128. P. 1550–1561.
- 5. Craig G. C., Gray S. L. CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification // J. Atmospheric Science. 1996. V. 53. P. 3528–3540.
- 6. *Emanuel K.A.* An air—sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state maintenance // J. Atmospheric Science. 1986. V. 43. P. 585–604.
- 7. *Emanuel K.A.*, *Rotunno R.* Polar lows as arctic hurricanes // Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1989. V. 41. P. 1–17. DOI: 10.1111/j.1600-0870.1989.tb00362.x.
- 8. Føre I., Kristjánsson J. E., Saetra Ø., Breivik Ø., Røsting B., Shapiro M. The full life cycle of a polar low over the Norwegian Sea observed by three research aircraft flights // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 1659–1673.
- 9. Føre I., Kristjánsson J. E., Kolstad E. W., Bracegirdle T. J., Saetrae Ø., Røstinge B. A 'hurricane-like' polar low fuelled by sensible heat flux: high-resolution numerical simulations // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2012. V. 138. P. 1308–1324.
- 10. Linders T., Saetra Ø. Can CAPE maintain polar lows? // J. Atmospheric Science. 2010. V. 67. P. 2559–2571.
- 11. *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.
- 12. *Noer G.*, *Saetra Ø.*, *Lien T.*, *Gusdal Y.* A climatological study of polar lows in the Nordic Seas // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 1762–1772.
- 13. *Rasmussen E*. The polar low as an extratropical CISK disturbance // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 1979. V. 105. P. 531–49.
- 14. *Rasmussen E*. A case study of a polar low development over the Barents Sea // Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1985. V. 37. P. 407–418.
- 15. *Rasmussen E.*, *Turner J.* Polar lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions. Cambridge University Press, 2003. 612 p.
- 16. *Rasmussen E. A.*, *Pedersen T. S.*, *Pedersen L. T.*, *Turner J.* Polar lows and arctic instability lows in the Bear Island region // Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1992. V. 44. P. 133–154.
- 17. *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 Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2015. V. 67. DOI: 10.3402/tellusa.v67.24660.
- 18. Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D., Duda M. G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J. G. A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR/TN-475+STR. University Corporation for Atmospheric Research, 2008. 125 p. DOI: 10.5065/D68S4MVH.

Mesoscale polar cyclone from satellite data and results of numerical simulation

V. V. Efimov, D. A. Yarovaya, O. I. Komarovskaya

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia E-mail: vefim38@mail.ru

A mesoscale polar cyclone observed in the Arctic region for more than 2 days between 18 and 20 January 2017 is investigated. The cyclone originated north of Iceland and traveled more than 2,000 km from its origin to the Barents Sea. Satellite data on driving wind fields, sea surface temperature, sensible and latent heat fluxes from the sea surface as well as reanalysis data of ERA5 are con-

sidered. It is concluded that the strengthening of the cyclone is connected with a cold invasion on January 19–20 in the area of Is. Spitsbergen. The cyclone is reproduced using the polar version of the WRF numerical atmospheric circulation model. According to the results of simulation the trajectory of the cyclone is constructed, the wind and temperature fields in the developed cyclone are described. It is shown that even at the stage of its greatest development, the cyclone was a shallow near-surface vortex with a warm core formed as a result of vertical circulation. The values of heat fluxes in this cyclone are compared with the characteristic values in a tropical hurricane. To estimate the rate of decay of the cyclone, a numerical experiment with the shutdown of heat generation during condensation of water vapor in convective flows is carried out and described.

Keywords: polar mesoscale cyclone, mesoscale atmospheric simulation, satellite data analysis

Accepted: 02.12.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-223-233

References

- 1. Efimov V.V., Yarovaya D.A., Chislennoe modelirovanie kvazidvumernykh vikhrei v atmosfere nad Chernym morem (Numerical simulation of quasi-two-dimensional vortices in the atmosphere over the Black sea), *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana*, 2013, Vol. 49, No. 2, pp. 223–249.
- 2. Yarovaya D.A., Efimov V.V., Mezomasshtabnye tsiklonicheskie vikhri nad Chernym morem (Mesoscale cyclonic vortices over the Black sea), *Meteorologiya i gidrologiya*, 2014, No. 6, pp. 28–39.
- 3. Charney J., Eliassen A., On the growth of the hurricane depression, *J. Atmospheric Science*, 1964, Vol. 21, pp. 68–75.
- 4. Cione J.J., Black P.G., Houston S.H., Surface observations in the hurricane environment, *Monthly Weather Review*, 2000, Vol. 128, pp. 1550–1561.
- 5. Craig G.C., Gray S.L., CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification, *J. Atmospheric Science*, 1996, Vol. 53, pp. 3528–3540.
- 6. Emanuel K.A., An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state maintenance, *J. Atmospheric Science*, 1986, Vol. 43, pp. 585–604.
- 7. Emanuel K.A., Rotunno R., Polar lows as arctic hurricanes, *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1989, Vol. 41, pp. 1–17, DOI: 10.1111/j.1600-0870.1989.tb00362.x.
- 8. Føre I., Kristjánsson J. E., Saetra Ø., Breivik Ø., Røsting B., Shapiro M., The full life cycle of a polar low over the Norwegian Sea observed by three research aircraft flights, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2011, Vol. 137, pp. 1659–1673.
- 9. Føre I., Kristjánsson J. E., Kolstad E. W., Bracegirdle T. J., Saetrae Ø., Røstinge B., A 'hurricane-like' polar low fuelled by sensible heat flux: high-resolution numerical simulations, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2012, Vol. 138, pp. 1308–1324.
- 10. Linders T., Saetra Ø., Can CAPE maintain polar lows? *J. Atmospheric Science*, 2010, Vol. 67, pp. 2559–2571.
- 11. Michel C., Terpstra A., Spengler T., Polar mesoscale cyclone climatology for the Nordic Seas based on ERA-Interim, *J. Climate*, 2018, Vol. 31, pp. 2511–2532.
- 12. Noer G., Saetra Ø., Lien T., Gusdal Y., A climatological study of polar lows in the Nordic Seas, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2011, Vol. 137, pp. 1762–1772.
- 13. Rasmussen E., The polar low as an extratropical CISK disturbance, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 1979, Vol. 105, pp. 531–549.
- 14. Rasmussen E., A case study of a polar low development over the Barents Sea, *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1985, Vol. 37, pp. 407–418.
- 15. Rasmussen E., Turner J., *Polar lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions*, Cambridge University Press, 2003, 612 p.
- 16. Rasmussen E. A., Pedersen T. S., Pedersen L. T., Turner J., Polar lows and arctic instability lows in the Bear Island region, *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1992, Vol. 44, pp. 133–154.
- 17. 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 Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2015, Vol. 67, DOI: 10.3402/tellusa.v67.24660.
- 18. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D., Duda M.G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J.G., *A description of the Advanced Research WRF version 3*, NCAR/TN-475+STR, University Corporation for Atmospheric Research, 2008, 125 p., DOI: 10.5065/D68S4MVH.