Бароклинный радиус деформации Россби в Норвежском и Гренландском морях

Е. В. Новоселова [1], Т. В. Белоненко [1], В. Г. Гневышев [2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет*
Санкт-Петербург, 199034, Россия
E-mails: novoselovaa.elena@gmail.com, btvlisab@yandex.ru
[2] *Институт океанологии РАН им. П. П. Ширшова, Москва, 117997, Россия*
E-mail: avi9783608@gmail.com

В настоящей статье анализируется бароклинный радиус деформации Россби — фундаментальное понятие в океанологии. Обсуждается необычная история появления термина. Истоки этой концепции следует искать в трудах Джакоба Бьёркнеса (J. Bjerknes), который первым связал динамические характеристики частиц с радиусом кривизны поверхности в синоптических структурах. Однако анализ Бьёркнесом динамических уравнений носит скорее качественный характер и относится к атмосфере. Этот подход получил дальнейшее развитие в работах Карла Россби (Carl Rossby), который сформулировал его через уравнения движения (Россби, 1940). Мы также рассмотрели различные подходы к численным оценкам радиуса деформации. На основе массива данных ARMOR3D получены оценки бароклинного радиуса деформации для Норвежского и Гренландского морей и рассмотрено их пространственное распределение. Проанализирована сезонная и межгодовая изменчивость радиуса деформации. Показано, что в исследуемой области радиус Россби в среднем не превышает 7–9 км. Для большей части исследуемого района сезонные колебания радиуса составляют 1–2 км, при этом наибольшие значения достигаются в тёплое время года, а наименьшие — в холодное. Было показано, что донная топография и конвективные процессы играют значительную роль в пространственном и сезонном распределении радиусов деформации. Выявлено увеличение как средних, так и максимальных значений к концу периода 1993–2018 гг.

Ключевые слова: бароклинный радиус деформации Россби, Лофотенская котловина, Норвежская котловина, Гренландская котловина, ARMOR3D

Одобрена к печати: 08.10.2020
DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-5-228-240

Введение

Бароклинный радиус деформации Россби — фундаментальный масштаб длины, на котором эффекты вращения становятся столь же важными, как и эффекты плавучести (Гилл, 1986). Бароклинный радиус деформации — это ключевое понятие для исследования большинства процессов мезомасштабной и синоптической динамики атмосферы и океана, в частности вихрей, волн, а также фронтов, апвеллинга и др. Важность этого понятия следует уже из того факта, что бароклинному радиусу деформации и его изменчивости посвящены отдельные исследования (Степанов, 2017; Alenius et al., 2003; Cai et al., 2008; Chelton et al., 1998; Emery et al., 1984; Fennel et al., 1991; Houry et al., 1987; Kurkin et al., 2020; Nurser, Bacon, 2014; Saenko, 2006; Sueyoshi, Yasuda, 2009; Osinski et al., 2010).

Возникновение понятия «радиус деформации» следует искать в трудах Дж. Бьёркнеса (J. Bjerknes), который первым связал динамические характеристики частиц в синоптических образованиях с *радиусом кривизны* (*нем.* der Krümmungsradius) поверхностей, по которым перемещаются эти частицы (Bjerknes, 1937). Именно у Бьёркнеса в 1937 г. появляется такое понятие как колебание (*нем.* Wankungen) и волна (*нем.* Welle). При этом Бьёркнес использует некое малое, «затравочное» волновое движение как механизм формирования циклонов. Однако анализ Бьёркнесом динамических уравнений носит скорее качественный характер и относится к атмосфере. Дальнейшее развитие этого подхода получило в трудах Карла Россби (Carl Rossby), в которых крупномасштабные движения атмосферных масс рассматривались с точки зрения механики жидкости (Rossby, 1937, 1938, 1939).

Россби, напротив, строил математические модели для однородного по вертикали океана, при этом он использовал термин «радиус деформации» для анализа отклика океана на кратковременное ветровое воздействие (Rossby, 1938). Данный термин в настоящее время звучит как «экмановская накачка». Никаких волн у Россби в 1938 г. не было, хотя термин «радиус деформации» появляется, но лишь для определения некоего искривления поверхности океана на ветровое воздействие, что отличается от того, что вкладывал в этот термин Бьёркнес.

Однако окончательно понятие радиуса деформации как радиуса кривизны соответствующей линии тока в точке, для которой определялась завихренность, Россби сформулировал и обосновал через уравнения движения в 1940 г. (Rossby, 1940). Таким образом, масштаб деформации, когда сила Кориолиса уравновешивается силой плавучести, определяется через радиус кривизны. Это объясняет, почему определённый горизонтальный масштаб пространственной изменчивости при исследовании синоптических и мезомасштабных процессов называют радиусом.

В дальнейшем при рассмотрении бароклинных движений в анализе соответствующих систем уравнений появились подходы к оцениванию соответствующего масштаба изменчивости, свободные от оценки кривизны линий тока, однако при этом историческая преемственность в названии сохраняется, а радиус деформации Россби также называют бароклинным радиусом деформации.

В связи с тем, что бароклинный радиус деформации используют с различными целями, численные его оценки могут различаться в несколько раз. В частности, формула, где радиус деформации R_d рассчитывают по средним значениям частоты Вяйсаля – Брента N и глубины бассейна H, может применяться как в виде

$$R_d = \frac{NH}{\pi f}, \tag{1}$$

так и

$$R_d = \frac{NH}{f}, \tag{2}$$

т. е. численные оценки R_d различаются более чем в три раза для одних и тех же акваторий, что создаёт определённого рода проблемы. Например, авторы работ (Fer et al., 2018; Nurser, Bacon, 2014) указывают оценки бароклинного радиуса значительно меньшие, чем в исследованиях (Köhl, 2007; Volkov et al., 2015) для акватории Лофотенской котловины Норвежского моря, при этом все оценки получены с использованием одного и того же подхода. В статье (Volkov et al., 2015) отмечается, что в районе Лофотенского вихря (область, ограниченная 69–70° с. ш. и 3–5° в. д.) бароклинный радиус деформации равен 20–25 км. А. Коль (Köhl, 2007) для области, ограниченной 69–70° с. ш., 0–8° з. д., оценивает R_d равным 27,8 км. В то же время авторы работы (Fer et al., 2018), рассчитывая радиус деформации через задачу Штурма – Лиувилля с использованием ВКБ-приближения (метод Вентцеля – Крамерса – Бриллюэна), получают для этой акватории значение $R_d = 12$ км, а рассчитывая по формуле для двухслойной жидкости — $R_d = 8$ км. Аналогичные оценки представлены также в работах других авторов (Chelton et al., 1998; Nurser, Bacon, 2014). Всё это создаёт некоторую неопределённость, когда требуется иметь конкретные значения R_d, чтобы оценить, например, необходимый шаг сетки пространственного разрешения для идентификации объектов мезомасштабной и синоптической изменчивости в численных моделях (см. работу (Volkov et al., 2015)).

П. Ле Блон и Л. Майсек (1981) для бароклинного радиуса деформации Россби используют термин «внутренний» радиус деформации Россби r_i и определяют его в приближении двухслойной жидкости следующим образом:

$$r_i = \frac{1}{f}\sqrt{g'\frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}}, \tag{3}$$

где $g' = g\dfrac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$ — редуцированное ускорение свободного падения; h_1, h_2 — толщина верхнего и нижнего слоёв; ρ_1, ρ_2 — плотность верхнего и нижнего слоёв. В этом случае для каждого профиля обычно определяется глубина с максимальным значением частоты Вяйсяля – Брента, которая затем принимается глубиной границы между слоями (Белоненко и др., 2016). Также можно разделить жидкость на два слоя по границе верхнего квазиоднородного слоя. Так как обычно $h_2 \gg h_1$, то формула (3) приобретает вид:

$$r_i = \frac{1}{f}\sqrt{g'\frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \approx \frac{1}{f}\sqrt{g' h_1}. \tag{4}$$

Для постоянных значений градиента плотности эта формула может быть трансформирована к виду (2).

Отметим, что в формуле (4) множитель π в знаменателе отсутствует. Однако авторы добавляют множитель π при анализе дисперсионных соотношений для волн Россби непосредственно в формулу дисперсионного соотношения (Ле Блон, Майсек, 1981; Педлоски, 1984):

$$\omega_n = -\frac{\beta k_1}{k_1^2 + k_2^2 + \left(\dfrac{n\pi}{r_i}\right)^2}, \tag{5}$$

где ω_n — частота n-моды волн Россби; k_1 и k_2 — зональное и меридиональное волновые числа.

Таким образом, существует неопределённость при получении численных оценок радиуса деформации. Эта неоднозначность приобретает особое значение, когда оценки R_d имеют самостоятельное значение и определяются численно.

А. Гилл (1986) предлагает определять бароклинный радиус деформации через скорость гравитационных волн. Именно этот подход в настоящий момент оказывается наиболее популярным для задач, связанных с изучением мезомасштабной и синоптической динамики в различных областях океана. Здесь радиус деформации рассчитывается как бароклинный радиус деформации n-моды:

$$R_n = \sqrt{\frac{c_n}{2\beta(\varphi)}}, \text{ если } \varphi \leqslant 5^\circ, \tag{6}$$

$$R_n = \frac{c_n}{|f(\varphi)|}, \text{ если } \varphi \geqslant 5^\circ, \tag{7}$$

где c_n — фазовая скорость гравитационных волн; $f(\varphi) = 2\Omega \cdot \sin\varphi$ — параметр Кориолиса; $\Omega = \dfrac{2\pi}{T} = 7{,}2921 \cdot 10^{-5}\ \text{с}^{-1}$ — угловая скорость вращения Земли вокруг оси; φ — широта места; $\beta = \dfrac{\mathrm{d}f}{\mathrm{d}y} = \dfrac{2\Omega \cdot \cos\varphi}{R_E}$; $R_E = 6371$ км — радиус Земли.

В дальнейшем Д. Челтон (D. Chelton) с коллегами (Chelton et al., 1998), применив ВКБ-приближение к задаче Штурма – Лиувилля для вертикальной структуры уравнений движения, получили формулу для бароклинного радиуса деформации через интегральную оценку частоты плавучести и разработали его надёжную климатологию. Здесь фазовая скорость c_n n-й моды волн Россби оценивается при помощи ВКБ-метода:

$$c_n \approx c_n^{\text{ВКБ}} = \frac{1}{n\pi}\int_{-H}^{0} N(z)\,\mathrm{d}z,\ n \geqslant 1, \tag{8}$$

где $N = \sqrt{-(g/\rho)\cdot(\partial\rho/\partial z)}$ — частота Вяйсяля – Брента. Для внетропических широт и средних значений частоты Вяйсаля – Брента, а также глубины формула для радиуса деформации имеет следующий вид:

$$R_n = \frac{NH}{n\pi f}. \tag{9}$$

Для первой бароклинной моды $R_1 = R_d$, и получается формула (1).

Однако климатология, разработанная в исследовании (Chelton et al., 1998), содержит несколько недостатков. В частности, она представлена в достаточно грубом пространственном разрешении (1×1°) и не учитывает эффекты временной изменчивости стратификации. В то же время для большинства районов Мирового океана сезонная изменчивость термохалинных характеристик весьма значительна, поэтому оценки радиуса деформации для различных сезонов будут различаться из-за изменчивости частоты плавучести. Но самое главное, эта климатология содержит много пропусков для районов, для которых характерны большие значения глубины перемешанного слоя и, соответственно, существуют проблемы с расчётами частоты плавучести (особенно в зимние месяцы). Поэтому получение реалистичных оценок радиуса деформации для отдельных акваторий сохраняет свою актуальность и сегодня.

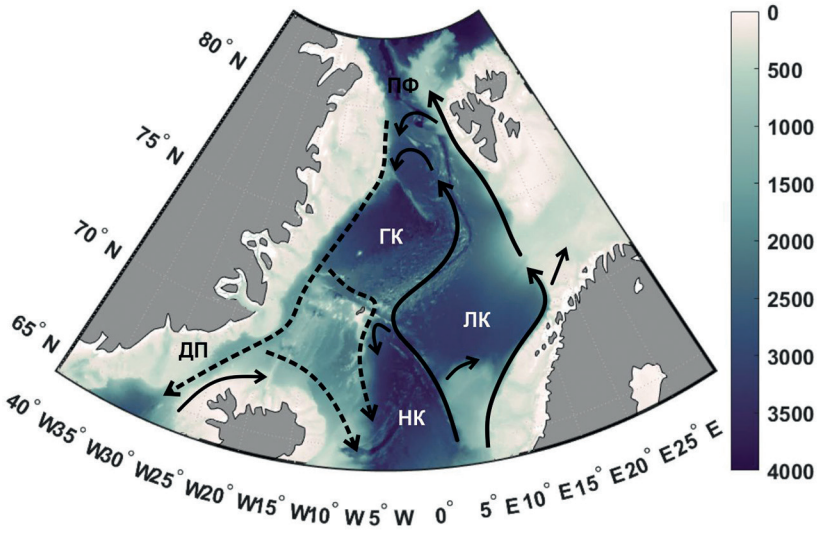

Рис. 1. Батиметрия (м) по данным ETOPOa1 и течения исследуемого района. Сплошными стрелками показаны поверхностные течения, пунктирными — подповерхностные течения. ЛК — Лофотенская котловина; НК — Норвежская котловина; ГК — Гренландская котловина; ДП — Датский пролив; ПФ — пролив Фрама

В нашей работе мы анализируем пространственно-временную изменчивость бароклинного радиуса деформации для акватории Норвежского и Гренландского морей (ограничен координатами 64–83° с. ш., 40° з. д. – 30° в. д.). На *рис. 1* видно, что акватория охватывает районы Лофотенской, Гренландской и Норвежской котловин. Согласно климатологии (Chelton et al., 1998), R_d в исследуемой акватории не превышает 11 км, а для большей части акватории составляет 6–8 км, что соответствует оценкам, приведённым для этого региона в работах (Fer et al., 2018; Nurser, Bacon, 2014). Однако данный регион — это район глубокой зимней конвекции. В Норвежском море глубина перемешанного слоя может достигать 1000 м (Травкин, Белоненко, 2020; Федоров и др., 2019), а в Гренландской котловине — 2000 м (Федоров и др., 2018). В климатологии (Chelton et al., 1998) для исследуемой области отсутствует около половины значений. Цель настоящей работы заключается в оценке бароклинного радиуса деформации для рассматриваемой акватории и исследовании его сезонной и межгодовой изменчивости. Радиус деформации R_d рассчитывался по формуле (Chelton et al., 1998):

$$R_d = \frac{1}{\pi f(\varphi)} \int_{-H}^{0} N(z)\,\mathrm{d}z. \tag{10}$$

Данные и методы

Для расчёта бароклинного радиуса деформации Россби мы использовали продукт ARMOR3D MULTIOBS_GLO_PHY_REP_015_002, доступный на портале системы Европейских центров морских прогнозов Copernicus (Copernicus Marine Environment Monitoring Service — CMEMS, http://marine.copernicus.eu). Это сеточный массив данных, состоящий из данных о температуре (*T*), солёности (*S*), геопотенциальной высоте (*англ*. sea surface height — SSH) и полях геострофических течений (UVG). Этот продукт является результатом ассимиляции данных *in situ* (*T*/*S*) и спутниковых данных: аномалий уровня океана (*англ*. sea surface anomalies — SLA), температуры поверхности океана (*англ*. sea surface temperature — SST), поверхностной солёности (*англ*. sea surface salinity — SSS) (Guinehut et al., 2012; Mulet et al., 2012). Поля характеристик от поверхности до 1500 м были рассчитаны по спутниковым данным с использованием метода множественной линейной регрессии и ковариаций с учётом исторических наблюдений. В дальнейшем эти поля объединялись методом оптимальной интерполяции с профилями *T*/*S in situ* (Guinehut et al., 2012; Verbrugge et al., 2017). Данные определены на 1/4° регулярной сетке от поверхности до 5500 м глубины (на 33 горизонтах). Используемая система координат — WGS 84/World Mercator (EPSG 3395). Для получения оценок R_d мы использовали продукт с месячным осреднением недельных данных для периода январь 1993 г. – ноябрь 2018 г.

Данные по глубине исследуемого района были взяты из глобальной модели рельефа поверхности Земли ETOPO1 (https://www.ngdc.noaa.gov). Модель реализована на сетке с пространственным разрешением 1/60°. ETOPO1 имеет вертикальную привязку к уровню моря и горизонтальную — к Всемирной геодезической системе 1984 г. (WGS 84). Используемая модель рельефа выступает синтезом различных глобальных и региональных наборов данных. ETOPO1 доступен в двух версиях: Ice Surface (поверхность ледяных щитов Антарктики и Гренландии) и Bedrock (основание ледяных щитов); однако при исследовании Мирового океана разница между этими версиями не оказывается принципиальной. Мы использовали данные версии Ice Surface.

Для расчёта плотности морской воды и частоты Вяйсяля – Брента использовалось международное термодинамическое уравнение состояния морской воды TEOS-10 (http://www.teos-10.org/), реализованное на языке программирования MatLab (McDougall, Barker, 2011; McDougall et al., 2010; Pawlowicz, 2010). TEOS-10 позволяет определять все термодинамические свойства чистой воды, льда, морской воды и влажного воздуха (например, плотность, энтальпию, скорость звука и др.).

Результаты

Пространственная изменчивость

На *рис. 2* (см. с. 233) представлено пространственное распределение радиуса деформации. Видно, что максимальные значения R_d наблюдаются в Лофотенской котловине (до 10,9 км) и в глубокой части пролива Фрама (до 10,5 км). Также значительные величины R_d характерны для Норвежской котловины (до 9,7 км), южной части Датского пролива (до 9,9 км) и на северо-востоке региона. Отметим, что здесь мы привели максимальные значения за весь исследуемый период, но средние значения R_d в этих областях не превышают 9 км.

В целом распределение радиусов хорошо соответствует донной топографии региона — максимумы находятся в местах наибольших глубин (3250 м — для Лофотенской котловины и около 4000 м — для Норвежской котловины и северной части региона). Это не удивительно: R_d напрямую зависит от глубины, поэтому максимальные значения радиуса соответствуют наиболее глубоким частям рассматриваемой акватории.

Однако Гренландская котловина — наиболее глубокая из всех трёх — удивительное исключение. Глубина в центральной части Гренландской котловины достигает 4846 м, тем

не менее средние значения R_d составляют всего лишь 3,5–4,0 км. Причиной таких небольших значений R_d становится частота плавучести (N), которая должна быть значительно меньше, чем в соседних котловинах, поскольку параметр Кориолиса (f) имеет равномерное зональное изменение.

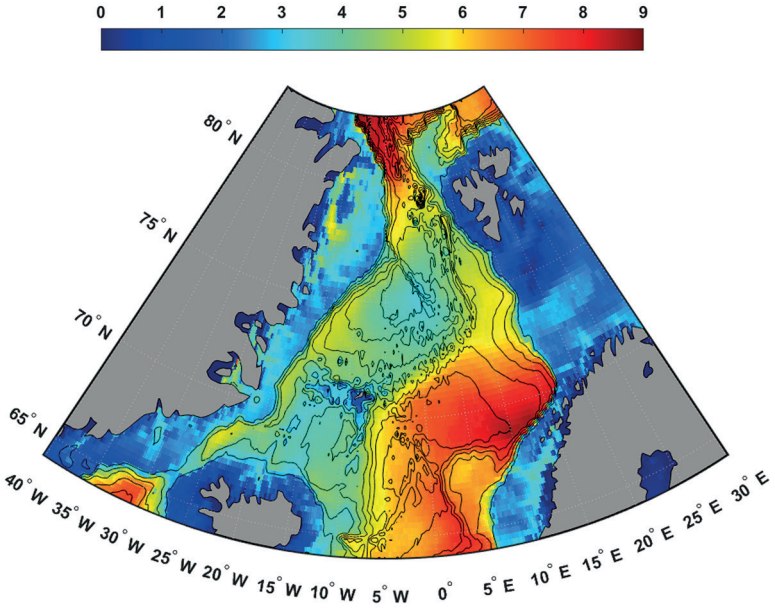

Рис. 2. Средний бароклинный радиус деформации Россби (км) за 1993–2018 гг. (цветовая шкала) и батиметрия (изолинии). Изолинии проведены через каждые 500 м

В свою очередь, частота плавучести зависит от плотности воды и её вертикального градиента. Гренландская котловина выступает как область глубокой конвекции, где последняя проникает на глубины до 2000 м (Федоров и др., 2019) и происходит при отрицательных градиентах плотности. В результате подкоренное выражение частоты Вяйсяля – Брента получается отрицательным, а характеристика на рассчитываемом горизонте принимается равной нулю, и это приводит к невысоким значениям R_d, рассчитываемым по формуле (10).

Важно отметить, что пространственное распределение R_d также хорошо согласуется со схемой меридиональной термохалинной циркуляции (см. *рис. 1*). Основной водообмен между Северо-Европейским бассейном и Северной Атлантикой происходит через несколько «разломов» в Гренландско-Шотландском хребте (Østerhus et al., 2001). Преимущественно тёплые поверхностные атлантические воды поступают через разрез Исландия – Шотландия в Норвежскую котловину, однако около 12 % поступают через Датский пролив (Østerhus et al., 2001). Здесь наблюдаются большие значения R_d, поскольку тёплые атлантические воды значительно увеличивают плотностной градиент за счёт относительно высокой температуры воды, особенно в верхних слоях. Далее атлантические воды поступают в Лофотенскую котловину, которая оказывается мощным тепловым резервуаром в регионе за счёт изопикнической адвекции (Новоселова, Белоненко, 2020; Rossby et al., 2009), а также за счёт вихревой адвекции (Зинченко и др., 2019; Gordeeva et al., 2020; Köhl, 2007; Volkov et al., 2015), что приводит к увеличению продолжительности нахождения атлантических вод в котловине. Именно благодаря этому в Лофотенской котловине наблюдается максимальный радиус деформации, несмотря на то что там, как и в Гренландской котловине, происходит глубокая конвекция. Далее часть атлантических вод поступает в Баренцево море, а другая — в Северный Ледовитый океан через пролив Фрама, где образуется мощный вертикальный температурный градиент из-за поверхностных тёплых атлантических вод и подповерхностных холодных арктических (Meyer et al., 2017). Причиной невысоких значений радиуса деформации в Баренцевом море, вероятно, становится небольшая его глубина.

Сезонная изменчивость

Д. Челтон с коллегами (Chelton et al., 1998) разработали климатологию для R_d для всего Мирового океана, однако, как сказано выше, без учёта эффектов временной изменчивости стратификации. Это становится значительным минусом, поскольку для большинства районов Мирового океана характерна сезонная изменчивость частоты плавучести.

Рассмотрим сезонную изменчивость бароклинного радиуса деформации для исследуемого района. На *рис. 3* приведены распределения радиуса для февраля и августа. Видно, что наибольшие значения R_d достигаются в тёплое время года (июль – сентябрь), а наименьшие — в холодное (январь – март), что связано с увеличением температуры воды и плотностных градиентов в летнее время. В *таблице* даны средние и максимальные значения R_d в различные месяцы. Видно, что в среднем сезонная изменчивость варьирует в пределах 1–2 км, причём максимальные значения достигаются либо в Лофотенской котловине, либо в проливе Фрама.

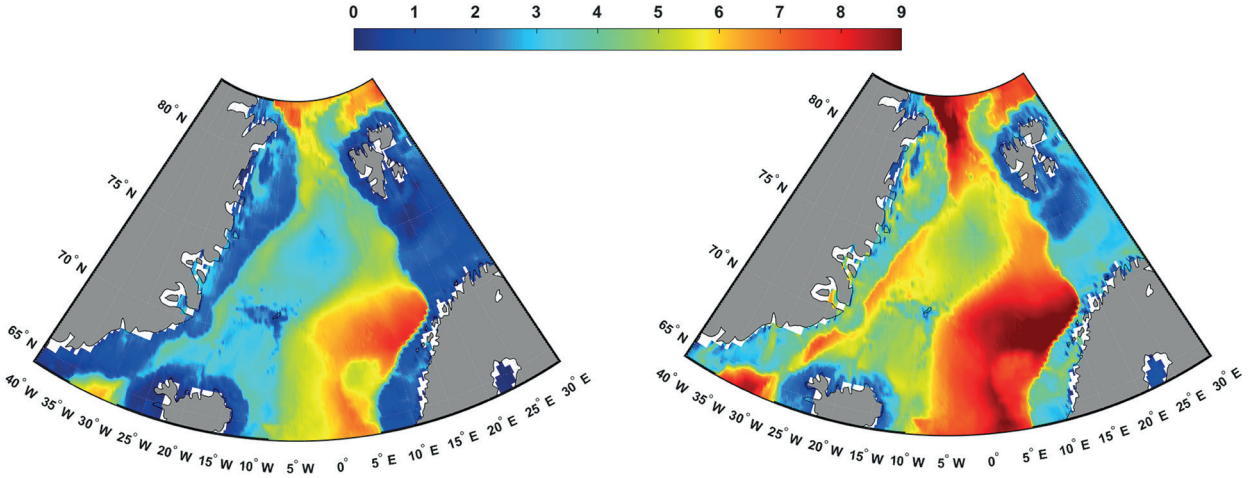

Рис. 3. Бароклинный радиус деформации Россби (км) в феврале (*слева*) и августе (*справа*), осреднённый за 1993 –2018 гг.

Максимальные и средние значения бароклинного радиуса деформации Россби по среднемесячным данным. В последней строке указано местоположение максимума (ЛК — Лофотенская котловина, ПФ — пролив Фрама). Красным выделены наибольшие значения, синим — наименьшие

Значения	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Средние	3,32			3,48	3,72	4,07	4,71	4,99	4,94	4,54	4,15	3,76
Максим.	8,30	7,96	8,88	9,23	9,28	9,46	9,92	9,89	9,70	9,31	9,32	9,00
Локация	ЛК		ПФ						ЛК			ПФ

В работе (Kurkin et al., 2020) была исследована сезонная изменчивость бароклинного радиуса деформации Россби в Балтийском, Средиземном, Чёрном и Охотском морях. Авторы пришли к выводу, что сезонная изменчивость оказывает сильное влияние на первый бароклинный радиус Россби в основном в мелководных и прибрежных районах, а в глубоководных районах влиянием сезонных изменений стратификации на радиус можно пренебречь. Однако наше исследование не подтверждает данный вывод. Из *рис. 4* (см. с. 235) видно, что наибольшие различия между радиусами в зимнее и летнее время наблюдаются в Датском проливе (3,0–3,5 км), а также в проливе Фрама, который выступает наиболее глубокой частью района (более 4,5 км). В целом западная часть исследуемой области больше подвержена сезонной изменчивости. Именно в этом месте пролегают глубинные атлантические воды, возвращающиеся назад в Северную Атлантику (Raj, 2013).

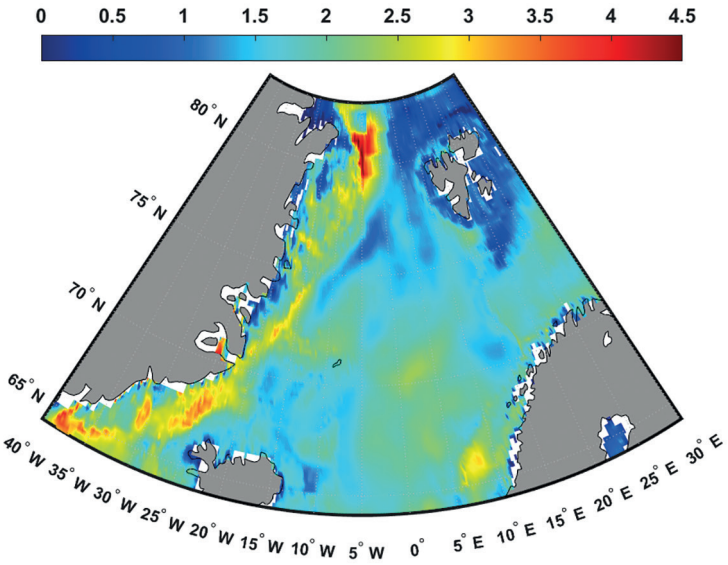

Рис. 4. Разница между средним бароклинным радиусом деформации Россби (км) в феврале и августе

Межгодовая изменчивость

В работах (Saenko, 2006; Sueyoshi, Yasuda, 2009) смоделированы потенциальные изменения R_d в будущем на основе различных моделей общей циркуляции и сделан вывод, что практически на всех широтах зонально усреднённые значения R_d будут расти к концу XXI в., что обусловлено глобальным потеплением. При этом наибольшее абсолютное увеличение радиуса прогнозируется именно на низких широтах, где значения R_d и без того велики, тогда как в средних и высоких широтах увеличение R_d не столь значительно, однако составляет 10–20 % (Saenko, 2006).

Рассмотрим, как изменяется радиус деформации в исследуемой области в период с 1993 по 2018 г. На *рис. 5* приведены распределения средних и максимальных значений бароклинного радиуса деформации Россби по годам. Отметим, что все значения получены на основе среднегодовых данных. Видно, что за 26-летний период наблюдений в регионе в целом отмечается увеличение как средних, так и максимальных значений R_d. При этом средние значения увеличиваются на ~0,013 км за 10 лет, а максимальные — на ~0,069 км за 10 лет. Согласно критерию Стьюдента, оба тренда оказываются значимыми. Наибольшие максимальные значения в 2002 г. (9,22 км) и 2015 г. (9,34 км) наблюдались в Лофотенской котловине.

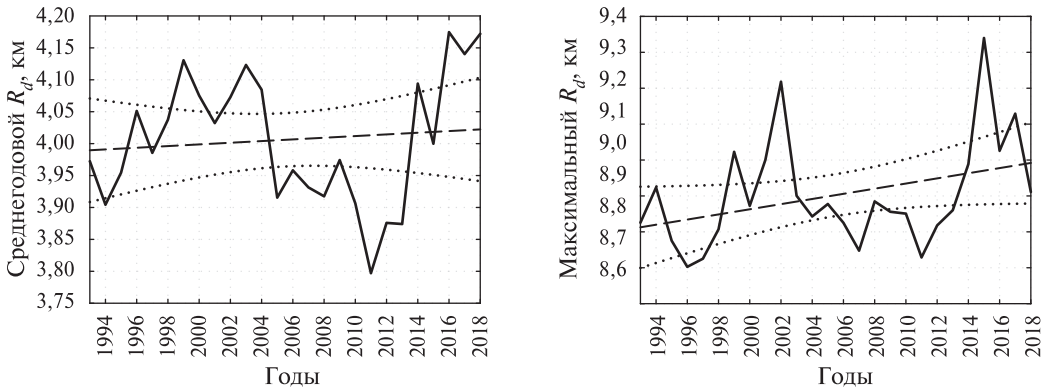

Рис. 5. Средние (*слева*) и максимальные (*справа*) значения бароклинного радиуса деформации Россби по годам в исследуемом районе (за период 1993–2018 гг.). Пунктирной линией нанесён линейный тренд, точечной линией — 95%-й доверительный интервал

Обсуждение

Расчёт R_d — часто непростая задача. Проблема в том, что не всегда возможно определить по T/S-профилям частоту N. Как правило, такие проблемы, о которых также указано в статье (Chelton et al., 1998), возникают на мелководье или в шельфовых областях, где невозможно дискретизировать плотность на профиле и, соответственно, рассчитать частоты плавучести. Во время конвекции, когда стратификация неустойчива, подкоренное выражение частоты плавучести становится отрицательным. В этом случае мы принимали стратификацию нейтральной, т. е. $N = 0$ (Chelton et al., 1998).

Если использовать подход двухслойной модели океана, возникает другая сложность — при определении глубины границы между слоями. Например, в работе (Белоненко и др., 2016) авторы использовали глубину максимальной частоты Вяйсяля – Брента, однако для нашего региона при попытке проведения расчётов по аналогичной методике выяснилось, что имеется большое количество точек, где максимальная частота плавучести наблюдалась на поверхности. Это, вероятно, связано с выходом суточного термоклина на поверхность. Это приводит к проблеме автоматического выделения главного пикноклина, что оказывается отдельной и весьма нетривиальной задачей. Мы также попытались использовать в качестве границы глубину верхнего квазиоднородного слоя, однако в связи с большими сезонными и пространственными изменениями характеристики нам не удалось получить удовлетворительные результаты. Например, в Гренландской котловине верхний квазиоднородный слой может достигать 2000 м (Федоров и др., 2018), в Лофотенской котловине — 500 м (Травкин, Белоненко, 2020), а по некоторым оценкам — и 1000 м (Федоров и др., 2019), тогда как в соседних областях (или в летнее время, когда отсутствует конвекция) глубина верхнего квазиоднородного слоя может составлять всего несколько десятков метров. Тем не менее работоспособность данного подхода была показана на примере Северо-западной части Тихого океана в работе (Белоненко и др., 2016). Авторы исследования (Fer et al., 2018) также применяли данный метод для расчётов радиуса деформации в Лофотенской котловине, однако использовали фиксированную глубину h_1 в конкретный период и не рассматривали внутригодовую изменчивость.

Выводы

На основе ежемесячных данных океанического реанализа ARMOR3D, который основан на ассимиляции всех доступных спутниковых данных за период 1993–2018 гг., опредлены пространственные и временные оценки изменчивости бароклинного радиуса деформации Россби для Норвежского и Гренландского морей. Полученные нами оценки R_d неплохо согласуются с оценками других исследователей (Chelton et al., 1998; Fer et al., 2018; Nurser, Bacon, 2014). Однако мы не только уточнили эти оценки, но и заполнили пропуски в климатологии (Chelton et al. (1998)).

Показано, что для Норвежского и Гренландского морей радиус деформации Россби в среднем не превышает 7–9 км. Для большей части исследуемого района сезонные колебания радиуса составляют 1–2 км, при этом наибольшие значения радиуса достигаются в тёплое время года (июль – сентябрь), а наименьшие — в холодное (январь – март). В Датском проливе и проливе Фрама сезонная изменчивость может превышать 3,0 и 4,5 км соответственно. Межгодовая изменчивость радиуса деформации Россби не выражена, однако отмечается увеличение как средних, так и максимальных значений к концу периода 1993–2018 гг. Показано, что донная топография и конвективные процессы играют значительную роль в пространственном и сезонном распределении радиусов деформации Россби.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00027) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00066).

Литература

1. *Белоненко Т. В.*, *Кубряков А. А.*, *Станичный С. В.* Спектральные характеристики волн Россби северо-западной части Тихого океана по спутниковым альтиметрическим данным // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 43–52.
2. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана / пер. с англ. В 2-х т. Т. 2. М.: Мир, 1986. 415 с.
3. *Зинченко В. А.*, *Гордеева С. М.*, *Собко Ю. В.*, *Белоненко Т. В.* Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12. № 3. С. 46–54. DOI: 10.7868/S2073667319030067.
4. *Ле Блон П.*, *Майсек Л.* Волны в океане / пер. с англ.. В 2-х ч. М.: Мир, 1981. 365 с.
5. *Новоселова Е. В.*, *Белоненко Т. В.* Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 56–67. URL: https://doi.org/10.7868/S2073667320030041.
6. *Педлоски Дж.* Геофизическая гидродинамика. В 2-х т. Т. 1. М.: Мир, 1984. 398 с., Т. 2. 416 с.
7. *Степанов Д. В.* Оценка бароклинного радиуса деформации Россби в Охотском море // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 83–89.
8. *Травкин В. С.*, *Белоненко Т. В.* Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки // Гидрометеорология и экология. 2020. № 59. С. 67–83. URL: https://doi.org/10.33933/2074-2762-2020-59-67-83.
9. *Федоров А. М.*, *Башмачников И. Л.*, *Белоненко Т. В.* Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингер // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 3. С. 345–362. URL: https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306.
10. *Федоров А. М.*, *Башмачников И. Л.*, *Белоненко Т. В.* Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев Argo и гидродинамического моделирования // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 3. С. 491–511. URL: https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308.
11. *Alenius P.*, *Nekrasov A.*, *Myrberg K.* Variability of the baroclinic Rossby radius in the Gulf of Finland // Continental Shelf Research. 2003. V. 23. No. 6. P. 563–573. URL: https://doi.org/10.1016/s0278-4343(03)00004-9.
12. *Bjerknes J.* Die Theorie der außertropischen Zyklonenbildung // Meteorologische Zeitschrift. 1937. V. 54. P. 462–466.
13. *Cai S.*, *Long X.*, *Wu R.*, *Wang S.* Geographical and monthly variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation in the South China Sea // J. Marine Systems. 2008. V. 74. No. 1–2. P. 711–720. URL: https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.12.008.
14. *Chelton D. B.*, *deSzoeke R. A.*, *Schlax M. G.*, *El Naggar K.*, *Siwertz N.* Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation // J. Physical Oceanography. 1998. V. 28. P. 433–460.
15. *Emery W. J.*, *Lee W. G.*, *Magaard L.* Geographic and seasonal distributions of Brunt-Vaisala frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic // J. Physical Oceanography. 1984. V. 14. P. 294–317.
16. *Fennel W.*, *Seifert T.*, *Kayser B.* Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea // Continental Shelf Research. 1991. V. 11. No. 1. P. 23–36. URL: https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90032-2.
17. *Fer I.*, *Bosse A.*, *Ferron B.*, *Bouruet-Aubertot P.* The Dissipation of Kinetic Energy in the Lofoten Basin Eddy // J. Physical Oceanography. 2018. V. 48. P. 1299–1316. URL: https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0244.1.
18. *Gordeeva S.*, *Zinchenko V.*, *Koldunov A.*, *Raj R. P.*, *Belonenko T.* Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry // Space Research. 2020. URL: https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043. (In press)
19. *Guinehut S.*, *Dhomps A.-L.*, *Larnicol G.*, *Le Traon P.-Y.* High resolution 3-D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observation // Ocean Science. 2012. V. 8. No 5. P. 845–857. URL: https://doi.org/10.5194/os-8-845-2012.
20. *Houry S. E.*, *Dombrowsky P.*, *De Mey*, *Minster J.-F.* Brunt-Väisälä Frequency and Rossby Radii in the South Atlantic // J. Physical Oceanography. 1987. V. 17. P. 1619–1626. URL: https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1619:BVFARR>2.0.CO;2.
21. *Köhl A.* Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin // J. Physical Oceanography. 2007. V. 37. P. 2637–2651.
22. *Kurkin A.*, *Kurkina O.*, *Rybin A.*, *Talipova T.* Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas // Russian J. Earth Science. 2020. V. 20. Art. No. ES4007. 29 p. URL: https://doi.org/10.2205/2020ES000737.
23. *McDougall T. J.*, *Barker P. M.* Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. 2011. 28 p.
24. *McDougall T. J.*, *Feistel R.*, *Wright D. G.*, *Pawlowicz R.*, *Millero F. J.*, *Jackett D. R.*, *King B. A.*, *Marion G. M.*, *Seitz S.*, *Spitzer P.*, *Chen C-T. A.* The international thermodynamic equation of seawater — 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Manuals and Guides No. 56. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO, 2010. 196 p.

25. *Meyer A.*, *Sundfjord A.*, *Fer I.*, *Provost C.*, *Robineau N. V.*, *Koenig Z.*, *Onarheim I. H.*, *Smedsrud L. H.*, *Duarte P.*, *Dodd P. A.*, *Graham R. M.*, *Schmidtko S.*, *Kauko H. M.* Winter to summer oceanographic observations in the Arctic Ocean north of Svalbard // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. P. 6218–6237. URL: https://doi.org/10.1002/2016JC012391.
26. *Mulet S.*, *Rio M.-H.*, *Mignot A.*, *Guinehut S.*, *Morrow R.* A new estimate of the global 3D geostrophic ocean circulation based on satellite data and in-situ measurements // Deep Sea Research. Pt. II: Topical Studies in Oceanography. 2012. P. 70–81. URL: https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.012.
27. *Nurser A. J. G.*, *Bacon S.* The Rossby radius in the Arctic Ocean // Ocean Science. 2014. V. 10. P. 967–975. URL: https://doi.org/10.5194/os-10-967-2014.
28. *Osinski R.*, *Rak D.*, *Walczowski W.*, *Jan P.* Baroclinic Rossby radius of deformation in the southern Baltic Sea // Oceanologia. 2010. V. 52. URL: https://doi.org/10.5697/oc.52-3.417.
29. *Pawlowicz R.* What every oceanographer needs to know about TEOS-10 (The TEOS-10 Primer). 2010. 10 p.
30. *Østerhus S.*, *Turrell W. R.*, *Hansen B.*, *Lundberg P.*, *Buch E.* Observed transport estimates between the North Atlantic and the Arctic Mediterranean in the Iceland-Scotland region // Polar Research. 2001. V. 20. No. 2. P. 169–175. URL: https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2001.tb00053.x.
31. *Raj R. P.* The circulation of the Norwegian Sea — An investigation from space and ocean: Doctoral Thesis. University of Bergen, 2013. 173 p.
32. *Rossby C. G.* On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems. I // J. Marine Research. 1937. V. 1. P. 15–28.
33. *Rossby C. G.* On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems. II // J. Marine Research. 1938. V. 2. P. 239–263.
34. *Rossby C. G.* Relation between variations in the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action // J. Marine Research. 1939. V. 2. P. 38–55.
35. *Rossby C. G.* Planetary flow patterns in the atmosphere // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 1940. V. 66. P. 68–87.
36. *Rossby T.*, *Ozhigin V.*, *Ivshin V.*, *Bacon S.* An isopyncal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // Deep Sea Research. Pt. I: Oceanographic Research Papers. 2009. V. 56. P. 1955–1971.
37. *Saenko O. A.* Influence of Global Warming on Baroclinic Rossby Radius in the Ocean: A Model Intercomparison // J. Climate. 2006. V. 19. P. 1354–1360. URL: https://doi.org/10.1175/JCLI3683.1.
38. *Sueyoshi M.*, *Yasuda T.* Reproducibility and future projection of the ocean first baroclinic Rossby radius based on the CMIP3 multi-model dataset // J. Meteorological Society of Japan. 2009. V. 87. P. 821–827. URL: https://doi.org/10.2151/jmsj.87.821.
39. *Verbrugge N.*, *Mulet S.*, *Guinehut S.*, *Buongiorno-Nardelli B.* ARMOR3D: A 3D multi-observations T, S, U, V product of the ocean // Geophysical Research Abstracts. 2017. V. 19. EGU2017-17579.
40. *Volkov D. L.*, *Kubryakov A. A.*, *Lumpkin R.* Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep Sea Research. Pt. I. 2015. V. 105. P. 142–157. URL: https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001.

The baroclinic Rossby radius in the Nordic Seas

E. V. Novoselova [1], T. V. Belonenko [1], V. G. Gnevyshev [2]

[1] *Saint Petersburg University, Saint Petersburg 199034, Russia*
E-mails: novoselovaa.elena@gmail.com, btvlisab@yandex.ru
[2] *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117997, Russia*
E-mail: avi9783608@gmail.com

In this paper, we analyze the baroclinic Rossby radius of deformation which is a fundamental term in oceanography. We also discuss the story of the term's origin. The concept is found in the works by Bjerknes (1937) who was the first researcher to connect the dynamic characteristics of particles and the radius of surface curvature in synoptic structures. However, the analysis of dynamical equations by Bjerknes has rather a qualitative nature and refers to the atmosphere. This approach was further developed in the works by Carl Rossby who formulated it through the movement equations (Rossby, 1940). We also consider various approaches to numerical estimates of the deformation radius. Based

on the ARMOR3D dataset, estimates of the baroclinic deformation radius for the Norwegian and the Greenland Seas are obtained and their spatial distribution is considered. The seasonal and interannual variability of the deformation radius is analyzed. It is shown that the Rossby radius in the studied area does not exceed 7–9 km on average. For most of the study area, the seasonal fluctuations in the radius are 1–2 km, with the greatest values of the radius being achieved in the warm season, and the smallest in the cold one. It was shown that bottom topography and convective processes play a significant role in the spatial and seasonal distribution of the Rossby deformation radius. An increase in both average and maximum values was revealed by the end of the 1993–2018 period.

Keywords: baroclinic Rossby radius, Lofoten basin, Norwegian basin, Greenland basin, ARMOR3D

Accepted: 08.10.2020
DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-5-228-240

References

1. Belonenko T. V., Kubryakov A. A., Stanichnyi S. V., Spektral'nye kharakteristiki voln Rossbi severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana po sputnikovym al'timetricheskim dannym (Spectral Characteristics of Rossby Waves in the Northwestern Pacific based on Satellite Altimetry), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 1–2, pp. 43–52.
2. Gill A., *Dinamika atmosfery i okeana* (Atmosphere-Ocean Dynamics), Vol. 2, Moscow: Mir, 1986, 415 p.
3. Zinchenko V. A., Gordeeva S. M., Sobko Yu. V., Belonenko T. V., Mezomasshtabnye vikhri Lofotenskoi kotloviny po sputnikovym dannym (Analysis of mesoscale eddies in the Lofoten basin based on satellite altimetry), *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika*, 2019, Vol. 12, No. 3, pp. 46–54, available at: https://doi.org/10.7868/S2073667319030067.
4. Le Blond P. H., Mysak L. A., *Volny v okeane* (Waves in the Ocean), Moscow: Mir, 1981, 365 p.
5. Novoselova E. V., Belonenko T. V., Izopiknicheskaya advektsiya v Lofotenskoi kotlovine Norvezhskogo morya (Isopycnal Advection in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea), *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika*, 2020, Vol. 13, No. 3, pp. 56–67, available at: https://doi.org/10.7868/S2073667320030041.
6. Pedlosky J., *Geofizicheskaya gidrodinamika* (Geophysical Fluid Dynamics), Moscow: Mir, 1984, Vol. 1, 398 p., Vol. 2, 416 p.
7. Stepanov D. V., Otsenka baroklinnogo radiusa deformatsii Rossbi v Okhotskom more, *Meteorologiya i gidrologiya*, 2017, Vol. 9, pp. 83–89.
8. Travkin V. S., Belonenko T. V., Otsenka glubiny zimnei konvektsii v Lofotenskoi kotlovine Norvezhskogo morya i metody ee otsenki (Mixed layer depth in winter convection in the Lofoten Basin in the Norwegian Sea and assessment methods), *Gidrometeorologiya i ekologiya*, 2020, No. 59, pp. 67–83, available at: https://doi.org/10.33933/2074-2762-2020-59-67-83.
9. Fedorov A. M., Bashmachnikov I. L., Belonenko T. V., Lokalizatsiya oblastei glubokoi konvektsii v moryakh Severo-Evropeiskogo basseina, Labrador i Irminger (Localization of areas of deep convection in the Nordic seas, the Labrador Sea and the Irminger Sea), *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*, 2018, Vol. 63, No. 3, pp. 345–362, available at: https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306.
10. Fedorov A. M., Bashmachnikov I. L., Belonenko T. V., Zimnyaya konvektsiya v Lofotenskoi kotlovine po dannym buev Argo i gidrodinamicheskogo modelirovaniya (Winter convection in the Lofoten Basin according to ARGO buoys and hydrodynamic modeling), *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*, 2019, Vol. 64, No. 3, pp. 491–511, available at: https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308.
11. Alenius P., Nekrasov A., Myrberg K., Variability of the baroclinic Rossby radius in the Gulf of Finland, *Continental Shelf Research*, 2003, Vol. 23, No. 6, pp. 563–573, available at: https://doi.org/10.1016/s0278-4343(03)00004-9.
12. Bjerknes J., Die Theorie der außertropischen Zyklonenbildung, *Meteorologische Zeitschrift*, 1937, Vol. 54, pp. 462–466.
13. Cai S., Long X., Wu R., Wang S., Geographical and monthly variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation in the South China Sea, *J. Marine Systems*, 2008, Vol. 74, No. 1–2, pp. 711–720, available at: https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.12.008.
14. Chelton D. B., deSzoeke R. A., Schlax M. G., El Naggar K., Siwertz N., Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation, *J. Physical Oceanography*, 1998, Vol. 28, pp. 433–460.
15. Emery W. J., Lee W. G., Magaard L., Geographic and seasonal distributions of Brunt-Vaisala frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic, *J. Physical Oceanography*, 1984, Vol. 14, pp. 294–317.
16. Fennel W., Seifert T., Kayser B., Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea, *Continental Shelf Research*, 1991, Vol. 11(1), pp. 23–36, available at: https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90032-2.

17. Fer I., Bosse A., Ferron B., Bouruet-Aubertot P., The Dissipation of Kinetic Energy in the Lofoten Basin Eddy, *J. Physical Oceanography*, 2018, Vol. 48, pp. 1299–1316, available at: https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0244.1.
18. Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A., Raj R. P., Belonenko T., Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry, *Space Research*, 2020, available at: https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.043, (In press)
19. Guinehut S., Dhomps A.-L., Larnicol G., Le Traon P.-Y., High resolution 3-D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observation, *Ocean Science*, 2012, Vol. 8, No. 5, pp. 845–857, available at: https://doi.org/10.5194/os-8-845-2012.
20. Houry S. E., Dombrowsky P., De Mey, Minster J.-F., Brunt-Väisälä Frequency and Rossby Radii in the South Atlantic, *J. Physical Oceanography*, 1987, Vol. 17, pp. 1619–1626, available at: https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1619:BVFARR>2.0.CO;2.
21. Köhl A., Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin, *J. Physical Oceanography*, 2007, Vol. 37, pp. 2637–2651.
22. Kurkin A., Kurkina O., Rybin A., Talipova T., Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas, *Russ. J. Earth Science*, 2020, Vol. 20, Art. No. ES4007, 29 p., available at: https://doi.org/10.2205/2020ES000737.
23. McDougall T. J., Barker P. M., *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater* (*GSW*) *Oceanographic Toolbox*, 2011, 28 p.
24. McDougall T. J., Feistel R., Wright D. G., Pawlowicz R., Millero F. J., Jackett D. R., King B. A., Marion G. M., Seitz S., Spitzer P., Chen C-T. A., *The International Thermodynamic Equation of Seawater — 2010: Calculation and use of thermodynamic properties*, *Manuals and Guides No. 56*, Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO (English), 2010, 196 p.
25. Meyer A., Sundfjord A., Fer I., Provost C., Robineau N. V., Koenig Z., Onarheim I. H., Smedsrud L. H., Duarte P., Dodd P. A., Graham R. M., Schmidtko S., Kauko H. M., Winter to summer oceanographic observations in the Arctic Ocean north of Svalbard, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, pp. 6218–6237, available at: https://doi.org/10.1002/2016JC012391.
26. Mulet S., Rio M.-H., Mignot A., Guinehut S., Morrow R., A new estimate of the global 3D geostrophic ocean circulation based on satellite data and in-situ measurements, *Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, pp. 70–81, available at: https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.012.
27. Nurser A. J. G., Bacon S., The Rossby radius in the Arctic Ocean, *Ocean Science*, 2014, Vol. 10, pp. 967–975, available at: https://doi.org/10.5194/os-10-967-2014.
28. Osinski R., Rak D., Walczowski W., Jan P., Baroclinic Rossby radius of deformation in the southern Baltic Sea, *Oceanologia*, 2010, Vol. 52, available at: https://doi.org/10.5697/oc.52-3.417.
29. Pawlowicz R., *What every oceanographer needs to know about TEOS-10* (*The TEOS-10 Primer*), 2010, 10 p.
30. Østerhus S., Turrell W. R., Hansen B., Lundberg P., Buch E., *Observed transport estimates between the North Atlantic and the Arctic Mediterranean in the Iceland-Scotland region*, *Polar Research*, 2001, Vol. 20, No. 2, pp. 169–175, available at: https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2001.tb00053.x.
31. Raj R. P., *The circulation of the Norwegian Sea — An investigation from space and ocean: Doctoral Thesis*, University of Bergen, 2013, 173 p.
32. Rossby C. G., On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems. I, *J. Marine Research*, 1937, Vol. 1, pp. 15–28.
33. Rossby C. G., On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems. II, *J. Marine Research*, 1938, Vol. 2, pp. 239–263.
34. Rossby C. G., Relation between variations in the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action, *J. Marine Research*, 1939, Vol. 2, pp. 38–55.
35. Rossby C. G., Planetary flow patterns in the atmosphere, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 1940, Vol. 66, pp. 68–87.
36. Rossby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S., An isopyncal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin, *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*, 2009, Vol. 56, pp. 1955–1971.
37. Saenko O. A., Influence of Global Warming on Baroclinic Rossby Radius in the Ocean: A Model Intercomparison, *J. Climate*, 2006, Vol. 19, pp. 1354–1360, available at: https://doi.org/10.1175/JCLI3683.1
38. Sueyoshi M., Yasuda T., Reproducibility and future projection of the ocean first baroclinic Rossby radius based on the CMIP3 multi-model dataset, *J. Meteorological Society of Japan*, 2009, Vol. 87, pp. 821–827, available at: https://doi.org/10.2151/jmsj.87.821.
39. Verbrugge N., Mulet S., Guinehut S., Buongiorno-Nardelli B., ARMOR3D: A 3D multi-observations T, S, U, V product of the ocean, *Geophysical Research Abstracts*, 2017, Vol. 19, EGU2017-17579.
40. Volkov D. L., Kubryakov A. A., Lumpkin R., Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model, *Deep Sea Research. Part I*, 2015, Vol. 105, pp. 142–157, available at: https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001.