

## ОКЕАНОЛОГИЯ

*Л.Н. Карлин, Л.Т. Матвеев*

**О РОЛИ БАРОКЛИННОСТИ В ЗАРОЖДЕНИИ  
И ЭВОЛЮЦИИ ВИХРЕЙ В ОКЕАНЕ И АТМОСФЕРЕ**

*L.N. Karlin, L.T. Matveev*

**ON THE ROLE OF BAROCLINICITY IN GENERATION  
AND EVOLUTION OF VORTEXES IN THE OCEAN  
AND ATMOSPHERE**

*Качественно-физический анализ вихря скорости движения, количественные оценки по данным наблюдений и результатам моделирования позволяют заключить, что в формировании, развитии и движении вихрей синоптического масштаба существенна роль бароклинного фактора – якобиана от давления и плотности, преобразованного к геострофической адвекции температуры и (или солёности в океане) влажности в атмосфере. Объяснено образование циклонических вихрей слева от теплового течения и антициклонических – справа от него. Под влиянием бароклинности в атмосфере формируются явления, играющие определяющую роль в формировании и колебаниях погоды и климата Земли.*

*Qualitative physical analysis of the vortex of movement velocity, quantitative assessments based on observational data and modeling results allow us to infer that in formation, development and movement of synoptic-scale vortexes of significance is the role of the baroclinic factor, the Jacobian of pressure and density, reduced to the geostrophic advection of temperature and (or salinity in the ocean) humidity in the atmosphere. The formation of cyclonic vortexes to the left of heat flows – and anti-cyclonic ones to the right of them is explained. It is under the influence of baroclinicity in the atmosphere that the phenomena are formed playing the governing role in the formation and oscillations of the Earth's weather and climate.*

С вихревыми движениями в атмосфере и океане тесно связаны перенос тепла, влаги, солей и других примесей, образование облаков и осадков и, в конечном счете, колебания погоды и климата.

В воздушной и водной оболочках Земли наблюдаются вихри самого различного размера. Наибольший интерес представляют синоптические вихри, горизонтальный масштаб которых порядка  $10^2$ – $10^3$  км в атмосфере и  $10^1$ – $10^2$  км в океане.

Несмотря на то что исследованию вихрей посвящено большое число работ, вопрос о зарождении вихрей остается открытым, в частности, не установлены признаки или критерии перехода возмущения в развивающийся вихрь.

Основная цель статьи – оценить роль одного из наиболее важных факторов возникновения и развития вихрей – бароклинности среды. Напомним, что, согласно определению, среда баротропна, если плотность  $\rho$  зависит только от давления  $p$ , и бароклинна, если  $\rho$ , кроме давления, зависит от температуры  $T$ , а также других параметров (в атмосфере – от массовой доли водяного пара  $q$ , в океане – от солёности воды  $c$ ).

Исходная система уравнений, используемая для анализа и моделирования зарождения и эволюции вихрей, включает уравнения: состояния, движения, неразрывности, притока тепла, а также водяного пара (в атмосфере) и солей (в океане).

Выпишем здесь уравнения движения:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \ell v + F_x, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \ell u + F_y, \quad (2)$$

где  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$  – оператор полной (индивидуальной) производной;  $u, v, w$  – проекции скорости движения на оси  $x, y, z$  декартовой системы координат (ось  $z$  направлена по вертикали вверх);  $F_x, F_y$  – проекции силы трения, действующей на единичную массу;  $\ell = 2\omega \sin \phi$  – кориолисов параметр ( $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$  – угловая скорость суточного вращения Земли,  $\phi$  – географическая широта).

Уже давно подмечено [Булеев, 1958], что вместо уравнений (1) и (2) более целесообразно использовать уравнения для вертикальной составляющей

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (3)$$

вихря скорости движения и для дивергенции ее  $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ , поскольку при этом исключается малая разность двух больших величин (проекций градиента давления и кориолисовой силы), содержащаяся в (1) и (2).

Для достижения поставленной цели – качественно-физически проанализировать условия возникновения вихрей в океане и атмосфере – достаточно выписать уравнение для  $\Omega_z$ . Оно получается путем дифференцирования уравнения (2) по  $x$ , а (1) по  $y$  и последующего вычитания:

$$\begin{aligned} \frac{d\Omega_z}{dt} = \frac{1}{\rho^2} \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) - (\Omega_z + \ell) D + \\ + \left( \frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right) - \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \beta V_N, \end{aligned} \quad (4)$$

где  $V_N$  – меридиональная проекция скорости движения;  $\beta = 2\omega \cos \phi / a$  – параметр Россби ( $a$  – радиус Земли).

Основное внимание уделим первому (бароклинному) члену в правой части уравнения (4).

### Океан

Запишем уравнение состояния морской воды в общем виде:

$$\rho = \rho(p, T, c).$$

Отсюда:

$$\frac{\partial \rho}{\partial s} = \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial s} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial s} + \frac{\partial \rho}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial s}, \quad s = x, y. \quad (5)$$

Если проекции градиента давления выразить через составляющие  $u_g, v_g$  геострофической скорости

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \ell \rho v_g, \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\ell \rho u_g, \quad (6)$$

то, с учетом (5), бароклинный член в уравнении (4) примет вид:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho^2} \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) &= \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial \rho}{\partial p} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \\ &+ \frac{\ell}{\rho} \left[ \frac{\partial \rho}{\partial T} \left( u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial \rho}{\partial c} \left( u_g \frac{\partial c}{\partial x} + v_g \frac{\partial c}{\partial y} \right) \right]. \end{aligned} \quad (7)$$

Поскольку первое слагаемое, учитывающее зависимость  $\rho$  от  $p$ , тождественно равно нулю, то отсюда из уравнения (4) следует, что в баротропной среде вихрь под влиянием изменения плотности не возникает, а существующий не изменяется во времени.

Лишь учет изменения плотности под влиянием температуры ( $T$ ) и солености ( $c$ ) – второго и третьего слагаемых в (7) – сопровождается образованием вихря. Множители, содержащие  $u_g$  и  $v_g$ , представляют собой геострофические притоки (с обратным знаком) тепла и соли. Поскольку плотность воды уменьшается при росте  $T$  ( $\partial \rho / \partial T < 0$  при  $T > 4$  °C) и увеличивается при возрастании солености ( $\partial \rho / \partial c > 0$ ), то из (4) и (7) следует: под влиянием бароклинного фактора образуется новый или усиливается существующий циклонический вихрь ( $d\Omega_z / dt > 0$ ,  $\Omega_z > 0$ ) при адвекции более холодной и (или) более соленой воды, антициклонический вихрь ( $d\Omega_z / dt < 0$ ,  $\Omega_z < 0$ ) – при адвекции более теплого и (или) менее соленой воды.

В случае низких температур воды ( $T < 4$  °C), наблюдаемых, например, в полярных областях или на больших глубинах, когда плотность увеличивается при росте  $T$  ( $\partial\rho/\partial T > 0$ ) под влиянием второго слагаемого в (7), циклонический вихрь возникает и усиливается при адвекции более теплой, антициклонический – при адвекции более холодной воды.

Определяющую роль играет, согласно оценкам, зависимость плотности от температуры. Совершенно естественно, что наиболее существенно влияние бароклинного фактора (7) на образование и усиление вихрей проявляется там, где велики горизонтальные разности (градиенты) температуры и солёности, в частности, вблизи границ морских течений и на фронтах.

Учет бароклинного фактора (7) позволяет объяснить некоторые существенные особенности образования и эволюции синоптических вихрей вблизи течений в океане, таких, как Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Куроисио, Курильское и др.

Исключительно важной особенностью синоптических вихрей в океане служит тот факт, что вихри, наблюдаемые слева от течения (как правило, на севере или западе), представляют собой антициклонические, а формирующиеся справа (наиболее часто – на юге или востоке) – циклонические вихри (всюду речь идет о Северном полушарии). Правило это, согласно многочисленным данным, обобщенным в монографиях [Каменкович, 1987; Синоптические..., 1980], не имеет исключений. Возможно, существуют некоторые другие факторы, способствующие столь резкому делению вихрей на классы с противоположным вращением. Однако роль бароклинного фактора (7) очевидна. В самом деле, тот же Гольфстрим разделяет холодную (и несколько менее солёную) склоновую воду на западе и севере и теплую (и более солёную) воду Саргассова моря на востоке и юге. При этом перепад температуры поперек течения достигает внушительных значений: на глубине 300 м от 8–9 °C с левой до 17–18 °C с правой стороны течения. В отдельных случаях горизонтальный градиент температуры слева от течения возрастает до 0,2–0,5 °C/км. По данным измерений со спутников в зоне взаимодействия течений Куроисио и Ойяисио (к востоку от Японии) нередки случаи, когда на расстоянии 4–10 км температура поверхности океана изменялась на 5–8 °C [Радиолокация..., 1990].

Таким образом, слева от течения вихрь формируется в процессе распространения теплой воды в более холодной среде, т.е. здесь наблюдается адвективный приток тепла, под влиянием которого формируется антициклонический вихрь. С другой стороны, справа от течения наблюдается адвекция холода, сопровождающаяся образованием циклона.

Отметим, что поле температуры (равно как и солёности) неоднородно не только в поперечном, но и в продольном направлении течения. Это означает,

что в бароклинном члене играют роль как первое  $u_g \frac{\partial T}{\partial x}$ , так и второе  $v_g \frac{\partial T}{\partial y}$  слагаемые.

Наиболее часто образование вихрей принято связывать с меандрами. Однако меандр – это всего лишь область с тем или другим повышенным или пониженным значением температуры. Вихрь образуется под влиянием бароклинности (адвекции) только тогда, когда масса воды, заключенная в меандре, начинает смещаться в среду с более низкой или более высокой температурой. Если бы дело сводилось только к меандрам, то должны были бы образовываться с каждой стороны от течения как циклоны, так и антициклоны.

Обратим также внимание на то, что трактовка образования вихрей лишь как отсечения меандров от струи приводит относительно знака вихрей к заключению, противоположному наблюдаемому. Поскольку скорость течения максимальна на оси струи и убывает к периферии, то очевидно, что такое отсечение сопровождалось бы циклоническим вращением слева и антициклоническим – справа от течения.

Очень важно подчеркнуть, что температура циклонов ниже, а антициклонов выше температуры окружающей их среды. Это свидетельствует о том, что в процессе образования и последующего развития циклон пополняется холодной, а антициклон – теплой водой.

Формирование вихря – процесс достаточно длительный: от нескольких недель до нескольких месяцев. Этот факт в сочетании с тем, что вихрь перемещается вместе с содержащейся в нем водой, позволяет заключить: синоптические вихри – не волны, и образуются они не в результате потери устойчивости волной.

Еще одна важная особенность – движение и время существования вихрей. Циклонические вихри Гольфстрима существуют 6–12 месяцев, антициклоны – в среднем около 4 месяцев (при колебаниях от нескольких суток до одного года). После образования вихри Гольфстрима начинают двигаться на запад и юго-запад со средней скоростью 3–4 км/сут. практически параллельно самому течению, но в обратном направлении. Некоторые авторы пытаются связать такое движение вихрей с крупномасштабными течениями. Однако не только в поверхностном слое, но и на глубине 250 м, по данным моделирования течений Мирового океана [Саркисян, 1991], севернее Гольфстрима сохраняется течение, совпадающее по направлению с Гольфстримом. Только на глубине 1000 м в северной части Гольфстрима наблюдается восточное течение с очень малыми скоростями. Что касается Саргассова моря, где формируются циклоны Гольфстрима, то здесь на всех горизонтах скорость течения очень мала, к тому же она резко изменяет направление при переходе от одной точки к другой.

Поскольку синоптические вихри наиболее интенсивны в верхней части океана (скорость вращательного движения в вихрях Гольфстрима в однородном слое достигает 3 м/с, в среднем 1,5 м/с, а с глубиной она быстро убывает:

на глубине 1000–2000 м скорость падает до 0,1 м/с), то из приведенных данных о крупномасштабных течениях следует, что течения эти не могут служить основной причиной переноса вихрей на запад. Основную роль в этом переносе играет та же самая бароклинность (геострофическая адвекция тепла и солености), под воздействием которой эти вихри образовались, а также  $\beta$ -эффект. В самом деле, в западной части антициклона под влиянием вращательного движения по часовой стрелке наблюдаются адвекция тепла (сюда поступает теплая вода из южной части) и усиление вихря, в восточной части – адвекция холода и разрушение того же вихря. Следствием этого процесса и служит смещение вихря в направлении, практически противоположном направлению основного течения.

Аналогичная картина наблюдается в циклонах: здесь в восточной части под влиянием адвекции тепла вихрь разрушается, а в западной – под влиянием адвекции холода – образуется; результирующий эффект – движение вихря на запад.

Как циклоны, так и антициклоны после отделения от Гольфстрима смещаются на запад и юго-запад со средней скоростью 3–4 км/сут, далеко не отходя от течения. В первый период не только в слое главного термоклина, но и в верхнем однородном слое (включая поверхность) велик контраст температур между вихрем и окружающей средой. По мере продвижения на запад и юго-запад на несколько сотен километров (в среднем 500 км) температуры в вихре и течении выравниваются, адвекция тепла (холода) исчезает и, как следствие, вихрь перестает существовать, наиболее часто – через 4–6 месяцев после возникновения (при колебаниях этого интервала от нескольких суток до 12 месяцев).

Крупные результаты по гидродинамическому моделированию течений и динамики океана в целом получены академиком А.С. Саркисяном, его учениками и последователями (из большого числа работ назовем здесь лишь работы [Саркисян, 1991, 1995, 1996]). Наряду с другими факторами в этих исследованиях обсуждается и вопрос о роли бароклинности в формировании поля течений.

Однако нельзя не высказать некоторые суждения по поводу трактовки понятия бароклинности в этих работах.

Прежде всего вводится и соответственно оценивается вихрь для усредненных по всему вертикальному столбу потоков. В получаемом при этом уравнении для осредненного по столбу вихря  $\overline{\Omega_z}$  появляется член, пропорциональный якобиану от высоты ( $H$ ) дна океана и средней плотности воды ( $\bar{\rho}$ ):

$$j(H, \bar{\rho}) = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x}. \quad (8)$$

Ничуть не отрицая значения этого фактора (в работах [Саркисян, 1991, 1995, 1996]) подчеркивается важная роль его в формировании вихря и колеба-

ниях высоты поверхности океана), нельзя не отметить, что фактор (8) отличен от нуля не только в бароклинной, но и в баротропной среде. Если воспользоваться соотношением (5), то якобиан (8) примет вид:

$$j(H, \bar{\rho}) = j(H, \bar{\rho}) \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial p} + j(H, \bar{T}) \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial T} + j(H, \bar{c}) \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial c}. \quad (9)$$

Поскольку первое слагаемое здесь не обращается, в отличие от первого слагаемого в (7), в нуль, то очевидно, что учитываемый в работах [Саркисян, 1991, 1995, 1996] фактор относится как к баротропной, так и к бароклинной среде.

Что касается собственно бароклинного члена (7), то он, насколько нам известно, не учитывался и не обсуждался в выполненных до настоящего времени исследованиях по динамике океана.

### Атмосфера

Из уравнения состояния влажного (реального) воздуха

$$P = R_c \rho T_v, \quad (10)$$

(где  $T_v = T(1 + 0,61q)$  – виртуальная температура;  $q$  – массовая доля водяного пара;  $R_c$  – газовая постоянная сухого воздуха) следует:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial s} = \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{1}{T_v} \frac{\partial T_v}{\partial s}, \quad s = x, y. \quad (11)$$

Если теперь производные  $\frac{\partial \rho}{\partial x}$  и  $\frac{\partial \rho}{\partial y}$  по этому соотношению вставить в бароклинный член и воспользоваться связью (5) между проекциями градиента давления и геострофического ветра, то этот член, согласно [Матвеев, 1956], примет вид:

$$\frac{1}{\rho^2} \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) = \frac{\ell}{\rho} \left( u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y} \right). \quad (12)$$

Из такого представления бароклинного члена, согласно которому он пропорционален геострофической адвекции виртуальной температуры, и уравнения (4) следует основное правило: при адвекции более холодного и (или) сухого воздуха в движущейся массе возникает новый или усиливается существующий циклонический вихрь ( $\frac{d\Omega_z}{dt} > 0, \Omega_z > 0$ ), при адвекции более теплого и (или) влажного воздуха – антициклонический вихрь ( $\frac{d\Omega_z}{dt} < 0, \Omega_z < 0$ ).

По качественно-физическому анализу и моделированию, на основе уравнения (4) и других уравнений, синоптических вихрей в атмосфере выполнено зна-

чительное количество работ [Матвеев Л.Т., 1991, 1994, 1994а; Матвеев Ю.Л., 1986].

В них показано, что бароклинный фактор вносит значительный (нередко – определяющий) вклад в формирование и развитие целого ряда атмосферных явлений и процессов. Среди них: 1) тесная связь возникновения синоптических вихрей с областями повышенных значений горизонтальных контрастов (градиентов) температуры прежде всего вблизи границ между сушей и морем; 2) сезонные колебания синоптических вихрей на материках и океанах; 3) регенерация и самовозбуждение циклонов; 4) формирование и сезонные колебания интенсивности центров действия атмосферы; 5) зарождение и эволюция тропических циклонов внутри тропической зоны конвергенции и явления Эль-Ниньо; 6) взрывной циклогенез и блокирующие антициклоны; 7) стратосферные потепления и перестройка зимней циркуляции в высоких широтах; 8) сезонные колебания облаков и осадков на материках и океанах; 9) муссонная циркуляция.

Для объяснения возникновения и развития последней, равно как и других перечисленных выше явлений, следует привлечь уравнения для составляющих  $\Omega_x$  и  $\Omega_y$  вихря скорости движения, описывающих циркуляцию в вертикальных плоскостях [эти уравнения легко получаем путем циклической перестановки переменных  $x, y, z$  и  $u, v, w$  в уравнении (4)].

Однако развитию динамики атмосферы во второй половине XX века присущ один очень существенный недостаток. В значительной степени он обусловлен введением <sup>1</sup> и широким распространением так называемой изобарической системы координат  $(x_p, y_p, p)$  или ее модификации  $(x_p, y_p, \frac{p}{p_0})$ . В ней роль третьей независимой координаты выполняет давление воздуха ( $p$ ), а для расчета искомой функции – высоты изобарической поверхности ( $z_p$ ) – привлекается уравнение статики.

Не ставя цели разбора всех погрешностей, допускаемых при переводе уравнений из декартовой в изобарическую систему координат, укажем лишь основной недостаток. Для этого выпишем выражение для дифференциала произвольной функции  $f$ :

$$df = \left( \frac{\partial f}{\partial x} \right)_z dx + \left( \frac{\partial f}{\partial z} \right)_x dz = \left( \frac{\partial f}{\partial x_p} \right)_p dx_p + \left( \frac{\partial f}{\partial p} \right)_{x_p} dp. \quad (13)$$

Здесь индексы обозначают, что производная берется при постоянном значении соответствующей переменной. В частности, производная

---

<sup>1</sup> По-видимому, впервые эта система введена в работу [Eliassen, 1948].



$\left(\frac{\partial f}{\partial x_p}\right)_p$  имеет смысл тогда и только тогда, когда ось  $x_p$  направлена по касательной к изобарической поверхности.

Автор, введивший изобарическую систему, посчитал возможным допустить, что приращение  $dx_p$  и  $dy_p$  расстояний вдоль касательных к поверхности  $p = \text{const}$  можно отождествлять с приращениями  $dx$  и  $dy$  по горизонтали:

$$dx_p = dx, \quad dy_p = dy. \quad (14)$$

Из уравнения статики при этом следует, что проекции градиента давления принимают вид:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = -g \frac{\partial z_p}{\partial x}; \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -g \frac{\partial z_p}{\partial y}, \quad (15)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения.

Поскольку уравнение неразрывности приводится в системе  $(x, y, p)$  к виду:

$$\frac{dp}{dt} + \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0, \quad (16)$$

т.е. также не содержит плотности, то приходим к заключению: в изобарической системе нельзя учесть не только влияние бароклинности, но даже сжимаемости воздуха на динамику атмосферы.

В областях повышенных значений горизонтального градиента температуры, где преимущественно и зарождаются вихри, изобарические поверхности приобретают более значительный наклон, а вместе с этим возрастает погрешность, связанная с отождествлением координат  $x$  и  $x_p$ ;  $y$  и  $y_p$ .

Поскольку система уравнений, записанная в изобарических координатах, не содержит плотности, то никаких попыток учесть влияние распределения плотности в пространстве на динамические характеристики атмосферы (в частности, на поле давления) не предпринимались. Исключение составляют работы Е.Н. Блиновой [Блинова, 1968], которая при исследовании волн давления и температуры в линейном приближении (отклонение плотности мало по сравнению со средним значением ее) учитывала зависимость плотности от широты. Естественно, что использовалась при этом сферическая (декартова) система координат.

### Литература

1. Блинова Е.Н. // Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 31, с. 3–25.
2. Булеев Н.И., Марчук Г.И. // Труды ИФА АН СССР, 1958, № 2, с. 86–104.
3. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. 2-е изд. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 310 с.
4. Матвеев Л.Т. // Метеорология и гидрология, 1956, № 4, с. 28–31.

5. *Матвеев Л.Т.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 295 с.
6. *Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л., Солдатенко С.А.* // Метеорология и гидрология, 1994, № 8, с. 19–32.
7. *Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А.* // Известия РАН. ФАО, 1994а, № 4, с. 437–442.
8. *Матвеев Ю.Л.* Глобальное поле облачности. – Л.: Гидрометеиздат, 1986, –279 с.
9. Радиолокация поверхности Земли из космоса.– Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 206 с.
10. *Саркисян А.С.* Моделирование динамики океана. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 295 с.
11. *Саркисян А.С.* // Метеорология и гидрология, 1996, № 9, с. 5–13.
12. *Саркисян А.С., Зюндерман Ю.* // Известия РАН. ФАО, 1995, № 3. с. 427–454.
13. Синоптические вихри в океане. – Киев: Наукова думка, 1980. – 248 с.
14. Eliassen A. Geofys. Publ. 1948. V. 17. 44 p.