

Моделирование распространения речного плюма в прибрежной зоне бесприливного моря

М. В. Цыганова , Е. М. Лемешко, В. В. Фомин, Ю. Н. Рябцев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 m.tsyanova@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 17.03.2025; одобрена после рецензирования 19.05.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Изучение распространения речных вод при впадении в море, формирования плюма и вдольберегового плотностного течения, оценка характеристик плюмов и параметров их эволюции в зависимости от расхода реки и гидрологических условий северо-западного шельфа Черного моря в отсутствие ветрового воздействия являются целью работы.

Методы и результаты. Формирование и распространение плюма исследовались с помощью численного моделирования на основе трехмерной σ -координатной численной модели POM для расчета циркуляции в прибрежной зоне с учетом стока реки. Проведена серия численных экспериментов, учитывающих влияние сезонных изменений расходов и солености реки, а также стратификации морских вод на динамику плюма в диапазоне чисел Фруда $Fr \leq 1$. Расчеты выполнены для прямоугольной области. В качестве входных параметров модели использованы среднеклиматические данные расхода реки, температуры и солености речной и морской воды. Получены количественные оценки характеристик плюмов и параметров их эволюции, оценки глубины, радиуса и положения центра плюма в зависимости от величины баланса сил плавучести (число Бургера) и инерции (числа Фруда и Россби), которые согласуются с данными гидрологических наблюдений, выполненных в условиях слабых ветров (со скоростью менее 5 м/с). Использование TVD-схем в модели обеспечило монотонность численного решения для областей с большими пространственными градиентами гидрофизических параметров и существенно снизило вычислительную вязкость. Установлено, что расходы пресной воды, переносимой прибрежным течением, пропорциональны квадрату его доступной потенциальной энергии, зависимость описывается уравнением линейной регрессии с высокими коэффициентами детерминации ($\sim 0,95$) и корреляции ($\sim 0,97$).

Выводы. Полученные соотношения для глубины и ширины плюма, расхода прибрежного течения можно использовать для оценки этих параметров по гидрологической информации или спутниковым данным при скорости ветра менее 5 м/с. В среднем через ~ 10 дней формируется квазистационарный режим плюма, при котором расход прибрежного течения стабилизируется на уровне $\sim 40\%$ от расхода реки, при этом $\sim 60\%$ продолжает циркулировать в пределах плюма. Полученные результаты могут использоваться при планировании морских экспедиций, оценке влияния катастрофических сбросов воды в реках на гидрохимический режим и экологическое состояние прибрежной зоны.

Ключевые слова: прибрежная зона, речной плюм, морской шельф, материковый сток, гидрофронт, численное моделирование, Дунай, Черное море, циркуляция вод

Благодарности: работа была выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0016.

Для цитирования: Моделирование распространения речного плюма в прибрежной зоне бесприливного моря / М. В. Цыганова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 658–680. EDN ZJJJC.

Modeling of River Plume Propagation in the Coastal Zone of Non-Tidal Sea

M. V. Tsyanova , E. M. Lemeshko, V. V. Fomin, Yu. N. Ryabtsev

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 m.tsyanova@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to investigate the propagation of river waters as they flow into the sea, the formation of plume and along-coastal buoyancy current, as well as to assess the plume characteristics and their evolution parameters depending on river discharge and hydrological conditions of the Black Sea northwestern shelf in the absence of wind forcing.

Methods and Results. The plume formation and propagation were studied by numerical simulation based on the three-dimensional σ -coordinate numerical model *POM* applied to calculate circulation in the coastal zone with due regard for river runoff. The performed series of numerical experiments took into account the impact both of the river seasonal changes in discharge and salinity, and the seawater stratification on plume dynamics within the range of Froude numbers up to 1. The calculations were done for a rectangular area. The average climate data on river discharge, sea- and river-water temperature, and salinity were used as the model input parameters. The quantitative estimates of plume characteristics and evolution parameters, as well as its depth, radius and center position depending on the balance of buoyancy forces (the Burger number) and inertia (the Froude and Rossby numbers) were obtained. They are consistent with the data of hydrological observations carried out under conditions of weak winds whose speed is less than 5 m/s. Application of the *TVD* schemes in the model has provided monotonicity of numerical solutions for the areas with high spatial gradients in hydrophysical parameters, and also significantly reduced the computational viscosity. It has been established that the discharges of freshwater transported by the coastal current are proportional to the square of its available potential energy; the dependence is described by a linear regression equation with high coefficients of determination (~ 0.95) and correlation (~ 0.97).

Conclusions. The obtained relationships for plume depth and width, and coastal current discharge can be used for assessing these parameters based on hydrological information or satellite data at the wind speed less than 5 m/s. On average, after ~ 10 days, a quasi-stationary regime is formed, in which the coastal current discharge stabilizes at $\sim 40\%$ of the river discharge, at that the rest $\sim 60\%$ continues to circulate within the plume. The obtained results can be used in planning marine expeditions and assessing the impact of catastrophic water discharges in rivers upon the hydrochemical regime and environmental state of the coastal zone.

Keywords: coastal zone, river plume, marine shelf, continental runoff, hydrofront, numerical modeling, Danube, Black Sea, water circulation

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme FNNN-2024-0016.

For citation: Tsyanova, M.V., Lemeshko, E.M., Fomin, V.V. and Ryabtsev, Yu.N., 2025. Modeling of River Plume Propagation in the Coastal Zone of Non-Tidal Sea. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 668-689.

Введение

Речной сток является главным источником притока в моря пресных вод, содержащих растворенные вещества, взвеси и продукты антропогенной деятельности континентального происхождения, многие из которых оказывают негативное воздействие на морскую экологию. В области впадения речных вод

в море формируются плюм (опресненная водная масса, образующаяся в результате перемешивания речного стока и соленых морских вод) и вдольбереговое плотностное течение, которые, в свою очередь, воздействуют на динамические процессы в прибрежной зоне. Поэтому изучение распространения речных вод на морских шельфах – важная фундаментальная и прикладная задача [1–4]. Речные плюмы, формирующиеся в прибрежных морских акваториях во многих регионах мира, обычно представляют собой большой по площади, но тонкий поверхностный слой моря, который, благодаря градиенту плотности, обособлен от подстилающих морских вод [4, 5].

Исследование возникновения и эволюции речных плюмов основано на анализе контактных и спутниковых измерений [5–11], лабораторных экспериментов [12, 13] и численного моделирования [13–18]. Динамика вод шельфа определяется процессами разных пространственно-временных масштабов, таких как геострофические течения, фронтальные зоны, перемешивание водных масс, апвеллинги/даунвеллинги, волновые явления и приливы. В свою очередь, формирование речного плюма и связанного с ним вдольберегового плотностного течения зависит от множества факторов: геометрии устья, топографии дна, характеристик речного стока, параметра Кориолиса, ветрового воздействия, приливов, придонного трения. Эти процессы также влияют на прибрежную динамику вод шельфа [6–10].

При отсутствии внешних воздействий (ветра, приливов) речные воды образуют линзу распресненных вод, которая ограничена гидрофронтом. Для рассматриваемого района его граница выделяется по изохалине 16 ЕПС [11]. Характерные масштабы линзы как ядра плюма – ширина и глубина – определяются плотностью вод реки и шельфа, параметром Кориолиса и скоростью втока реки, которая вычисляется из величин расхода воды, ширины и глубины устья [7, 8, 12]. В зависимости от характерных масштабов плюма и топографии дна выделяют разные типы плюмов: придонный, промежуточный и поверхностный [9]. В статье рассматривается поверхностный тип плюма.

Для Черного моря в условиях отсутствия приливного перемешивания и ветрового воздействия поверхностный плюм таких рек, как Дунай и Днестр, приобретает характерную форму «свободного плюма». Он состоит из линзы распресненной воды в приустьевой области, ограниченной гидрофронтом, которая представляет собой ядро плюма (англ. *bulge*), и вдольберегового течения. В квазистационарном состоянии ядро плюма является антициклоническим вихрем, что обусловлено циклострофическим балансом [9, 13]. Вдольбереговое течение развивается в антициклоническом направлении от устья как квазигеострофическое компенсационное течение [10]. Свободный плюм служит идеальным объектом для валидации численных моделей и оценки масштабов плюма по данным контактных и дистанционных измерений в условиях слабых ветров [14–17]. На основе численного моделирования на сезонных масштабах в районе устья Дуная было установлено наличие антициклонического круговорота, формирующегося в результате весеннего паводка рек в отсутствие ветрового воздействия [18]. Затем с учетом сезонной изменчивости речного стока и поля ветра в результате численного моделирования были получены карты пространственного распределения вод с пониженной соленостью от устьев рек в прибрежных областях северо-западного шельфа Черного моря

(СЗШЧМ) [14]. Учет комбинации указанных факторов с влиянием топографии дна позволил смоделировать характерные пути распространения распресненных вод на СЗШЧМ на сезонном [19] и межгодовом масштабах [17].

Хотя приведенные исследования демонстрируют значительное влияние ветра на пути распространения речных вод на СЗШЧМ, процессы плавучести, перемешивания, инерции играют важную роль на ранних стадиях формирования плюма и вдольберегового течения. Эти процессы определяют перенос распресненных вод и, соответственно, взвешенных и растворенных веществ в прибрежной зоне шельфа [15, 20]. В связи с этим требуют уточнения механизмы формирования ядра плюма и установления квазистационарного вдольберегового течения, необходимы количественные оценки перераспределения речной воды между плюмом и течением в зависимости от гидрологических характеристик вод СЗШЧМ, параметризация радиуса плюма на основе его завихренности и глубины.

Таким образом, целью данной работы является изучение распространения речных вод при впадении в море, формирования плюма и вдольберегового плотностного течения, оценка характеристик плюма и его пространственно-временной эволюции в зависимости от расхода реки, геометрии устья, различных физических параметров и гидрологических условий северо-западного шельфа Черного моря в отсутствие ветрового воздействия.

Район исследования

Для СЗШЧМ характерен обширный мелководный шельф: изобата 50 м расположена на расстоянии 50–200 км от береговой линии. Примерно 80 % общего объема речного стока, поступающего в Черное море, приходится на долю рек Днепр, Южный Буг, Днестр и Дунай, впадающих в акваторию шельфа [21]. На гидрологическую структуру вод этого района сильное влияние оказывают изменчивость ветрового режима, выхолаживание и летний прогрев прибрежных областей, колебания стока рек [21, 22].

Самой крупной из рек, впадающих в Черное море, является река Дунай – вторая по величине река Европы, средний многолетний расход воды которой равен 200 км^3 , что составляет 57,5 % от общего стока рек в Черное море, а расход наносов с учетом регулирования достигает 30 мл м^3 [23]. Воды Дуная образуют обширный плюм и развитое прибрежное течение (рис. 1), которые также оказывают значительное влияние на экологическое состояние вод шельфа и сезонный цикл концентрации хлорофилла *a* [24].

Горизонтальный и вертикальный масштабы плюма и величина расхода прибрежного течения зависят от сезонного хода стока рек, плотности втекающей воды и вод шельфа, параметра Кориолиса, геометрии устья. Сезонная изменчивость стока рек значительна: максимальный сток за 1985–2006 гг. у Дуная ($9530 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдается в апреле, у Днепра ($1798 \text{ м}^3/\text{с}$) в мае, а минимальный – у Дуная ($4700 \text{ м}^3/\text{с}$) в сентябре, у Днепра ($724 \text{ м}^3/\text{с}$) в августе [23]. У Дуная обширная дельта, но в основном приток воды в море происходит через три основных рукава: Килийский (до 63 % основного стока), Сулинский (17 %) и Георгиевский (20 %) [25].

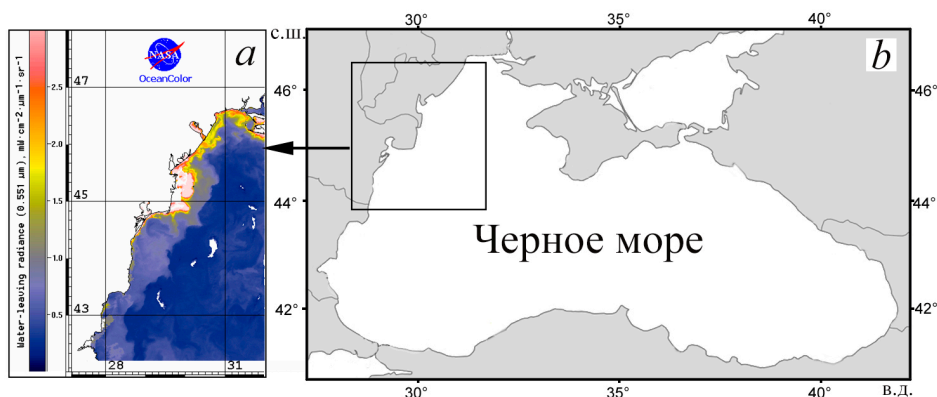


Рис. 1. Регион Черного моря (*справа*), прямоугольным контуром выделен район исследования; увеличенное изображение района исследования (*слева*) с плумом в районе дельты Дуная 01.04.2017, по спутниковым данным (длина волны 0,551 мкм) (URL: <http://dvs.net.ru/mp>)

Fig. 1. Black Sea region (*right*), the study area is outlined by a rectangular circuit; enlarged image of the study area (*left*) with a plume in the Danube Delta region on 01.04.2017 based on satellite data (wavelength 0.551 μm) (URL: <http://dvs.net.ru/mp>)

Исходные данные и методы исследования

Структура речного плума включает в себя источник пресной воды с расходом Q_r , устье шириной L и глубиной h_0 и область транзита речных вод. Область смешения речных и морских вод включает гидрофронт, сформированный в результате распространения речных вод в виде антициклонического круговорота (в Северном полушарии) с радиусом r и область вдольберегового плотностного течения шириной W_p (рис. 2). Внутренняя граница зоны смешения речных и морских вод для условий СЗШЧМ и стока Дуная находится в среднем на расстоянии 0–4 км от устьев рукавов, что примерно соответствует инерционному масштабу $L_0 = U_0/f$, где U_0 – скорость втекания реки; f – параметр Кориолиса. Внешняя граница зоны смешения определяется по положению перегиба на профиле изохалин, за которым градиент солености уменьшается, а ее значение приближается к фоновой солености вод шельфа. Для СЗШЧМ соленость воды на внешней границе зоны смешения составляет ~ 16 ЕПС, что соответствует $\sim 90\%$ от солености вод открытой части Черного моря [11].

Пресная вода втекает на шельф со скоростью, определяемой расходом реки и геометрией устья, $U_0 = Q_r/h_0L$ (рис. 2) при условии, что река впадает в море под прямым углом и характеризуется гидродинамическим режимом с числом Фруда $Fr = U_0/C_0$, где $C_0 = (g'h_0)^{1/2}$ – фазовая скорость гравитационной волны; $g' = g(\rho_0 - \rho_a)/\rho_0$ – приведенное ускорение свободного падения; ρ_0 , ρ_a – плотность речной и морской воды. Случаи, когда река образует эстуарий, соединенный с морем, в данной работе не рассматриваются.

Вблизи устья (ближняя зона), как правило, $Fr < 1$ и динамика плума определяется инерцией и стратификацией. В точке отрыва (O) при $Fr = 1$ плум отрывается от дна и распространяется в поверхностном слое толщиной h_p – это область ускорения потока и интенсивного перемешивания вследствие сдвиговой неустойчивости и крупномасштабных процессов перемешивания (зона A).

Далее следует зона B – область потока с максимальными значениями Fr , превышающими 1, где происходит интенсивное перемешивание в процессе распространения плюма. Завершает эволюцию зона C – область распространения плюма и постепенного уменьшения числа Fr вплоть до внешней морской границы (рис. 2). В табл. 1 представлены характеристики речных плюмов для разных рек и типов шельфа, полученные по гидрологическим данным [15, 16, 26–27].

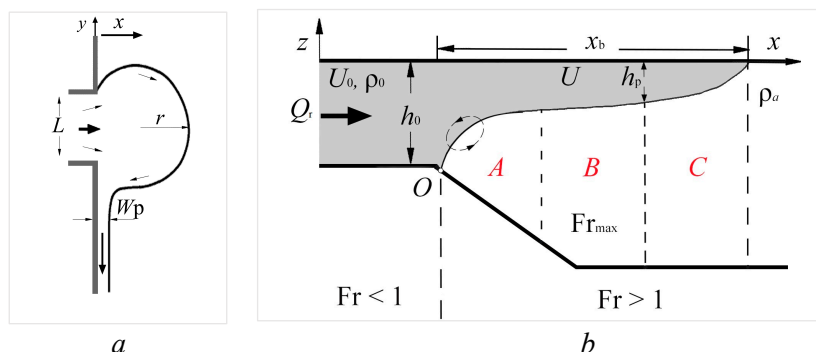


Рис. 2. Схема формирования плюма и циркуляции вод в устье реки: a – вид сверху; b – фронтальный разрез. Обозначения: L – ширина устья; r – радиус плюма; W_p – ширина прибрежного течения; Q_r – расход реки; h_0 – глубина устья; U_0 – скорость втока реки; ρ_0 – плотность речной воды; x_b – ширина плюма; U – скорость плюма; h_p – глубина плюма; ρ_a – плотность морских вод; O – точка отрыва плюма от дна при $Fr = 1$; A – область ускорения потока и интенсивного перемешивания, B – область интенсивного перемешивания потока, C – область распространения плюма

Fig. 2. Schematic diagram of formation of plume and water circulation in the river mouth: a – top view; b – frontal section. Designations: L – mouth width; r – plume radius; W_p – coastal current width; Q_r – river discharge; h_0 – mouth depth; U_0 – river inflow velocity; ρ_0 – river water density; x_b – plume width; U – plume velocity; h_p – plume depth; ρ_a – seawater density; O – point of plume detachment from the bottom at $Fr = 1$; A – area of flow acceleration and intense mixing, B – area of intense flow mixing, C – area of plume spread

Т а б л и ц а 1
Table 1

Характеристики речных плюмов Characteristics of river plumes

Название реки / Name of the river	Q_r	h_p	H_R	W_{sh}	$\alpha \times 10^{-3}$	R_{di}	Источник / Source
Делавэр / Delaware	650	8,68	14	120	0,7	6,37	[16]
Колумбия / Colombia	7500	6,32	30	40	3,6	8,21	[26]
Миссисипи / Mississippi	19000	10,00	20	200	1,0	12,00	[27]
Дунай / Danube	6700	15,00	25	50–200	3,0	12,10	[15]

Примечание. Обозначения: Q_r – расход реки, м³/с; h_p – толщина плюма, м; H_R – глубина дна, м, для $x = R_{di}$; W_{sh} – ширина шельфа, км; α – уклон дна; R_{di} – бароклинический радиус Россби, км.

Note. Designations: Q_r is river discharge, m³/s; h_p is plume thickness, m; H_R is bottom depth, m, for $x = R_{di}$; W_{sh} is shelf width, km; α is bottom slope; R_{di} is baroclinic Rossby radius, km.

Отношение толщины плюма h_p к глубине дна H_R на расстоянии от берега, равном барокливному радиусу Россби R_d , характеризует тип плюма: при $h_p/H_R < 1$ плюм поверхностный, при $h_p/H_R > 1$ – придонный, при $h_p/H_R = 1$ плюм занимает промежуточное положение [16]. Реки, представленные в табл. 1, формируют поверхностный плюм, а плюм Дуная сопоставим по параметрам, например, с плюмом Миссисипи. Следует отметить, что для Черного моря значение g' в среднем больше, чем для шельфа океана на той же широте, что приводит к большим значениям горизонтального и меньшим значениям вертикального масштабов плюма при одинаковых расходах рек.

Горизонтальный масштаб и глубина плюма зависят от стратификации вод шельфа и расхода воды реки, сезонная изменчивость которых влияет на внутренний радиус Россби R_d : разница значений R_d между июлем и январем достигает 2,5 км для СЗШЧМ [25]. R_d достигает максимального значения летом: в глубоководной части моря – 20 км, на СЗШЧМ – до 12,5 км, а на шельфе глубиной менее 100 м находится в пределах 3,0–7,5 км и имеет тенденцию к уменьшению с увеличением широты [25].

Поверхностный плюм и прибрежное течение находятся с кросс-шельфовым градиентом давления в геострофическом балансе, который устанавливается через 2–3 инерционных периода после втекания речной воды. Соответственно, используя геострофические соотношения, толщину плюма можно представить в виде

$$h_p = (2Q_r f / g')^{1/2}, \quad (1)$$

бароклинный радиус Россби с учетом выражения (1) в таком случае равен [13]

$$R_d = (2Q_r g' / f^3)^{1/4}. \quad (2)$$

Таким образом, наряду с инерционным масштабом L_0 и бароклинным радиусом Россби для исследования структуры плюма будем рассматривать и характерный масштаб глубины залегания нижней границы плюма h_p .

В модели поверхностного плюма при пренебрежении диффузионными процессами его толщина плавно уменьшается от значения у устья до нуля на внешней границе антициклонического вихря, который находится в циклострофическом балансе. Для этого вихря известно соотношение, позволяющее определить максимальное расстояние внешней границы поверхностного плюма от берега x_b (рис. 2) на основе только значений расхода реки, геометрии русла и плотности речных и шельфовых вод:

$$x_b = 2r = \frac{2(3g'h_0 + U_0^2)}{f(2g'h_0 + U_0^2)^{1/2}} = R_{di} \frac{2(3 + Fr_i^2)}{(2 + Fr_i^2)^{1/2}}, \quad (3)$$

где h_0 – глубина устья; U_0 – скорость втока реки; $R_{di} = (g'h_0)^{1/2}/f$ – бароклинный радиус Россби и число Фруда Fr_i для втекающего потока [9].

Согласно соотношению (3), можно рассмотреть три случая распространения плюма в зависимости от скорости втока воды из русла реки и разницы плотности речных и шельфовых вод. В случае малых скоростей втока или большой разницы плотности, когда $u^2 \ll g'h_0$ (что соответствует числу Фруда $Fr_i \ll 1$), из уравнения (3) следует: $x_b \sim 4,2 R_{di}$. Таким образом, внешняя граница

поверхностного плюма находится на расстоянии примерно четырех бароклинических радиусов Россби от берега. Например, для Дуная это расстояние составляет $x_b \sim 51$ км; в области, где шельф наиболее узок, плюм достигает его границы (табл. 1, рис. 1), что согласуется с результатами наблюдений [15]. В терминах масштабов длины этот случай, для которого число Фруда $Fr_i = L_0/R_{di} \ll 1$, описывается как преобладание бароклинического радиуса Россби над инерционным масштабом. Скорость втока реки, глубина и ширина русла также определяют форму стокового гидрофронта и прибрежного плотностного течения через число Россби $Ro = U_0/fL = L_0/L$, описывающее влияние инерции и нелинейности, и число Бургера $Bu = R_{di}/L$, характеризующее влияние сил плавучести. Заметим, что число Фруда можно также выразить через их отношение как $Fr_i = Ro/Bu$. В данном случае влияние сил плавучести, обусловленное стоком реки, превышает влияние инерции потока. Если число Россби $Ro < 1$, то есть отношение инерционного масштаба к ширине русла реки меньше единицы, гидрофронт имеет полукруглую форму, прижат к берегу и формируется прибрежное течение, расход которого пропорционален экспоненте от Ro [28].

Второй предельный случай соответствует большим скоростям втока и малой разности плотности $U^2 \gg g'h_0$, что приводит к суперкритическому режиму распространения плюма с числом Фруда $Fr \gg 1$, т. е. $Ro \gg Bu$ и ширина плюма равна удвоенному инерционному масштабу: $x_b \sim 2U_0/f = 2L_0$ [28]. Значение $Fr \sim 1$ (или $Ro \sim Bu$) соответствует промежуточному режиму, динамика которого сочетает черты обоих предельных случаев.

Комплексные экспедиционные исследования, направленные именно на изучение формирования и эволюции плюма Дуная, не проводились. Существующие данные в основном представлены разрозненными многолетними измерениями гидрологических, гидрооптических и гидрохимических параметров [3, 15, 29]. Из анализа гидрологических данных следует, что горизонтальный размер плюма варьирует от 28 до 120 км, толщина – от 8 до 15 м (по изохалине 16 ЕПС) [15, 29]. При размерах плюма около 90 км он занимает большую площадь шельфа, его морская граница достигает изобат 50–75 м, что влияет на гидрологическую структуру и экологическое состояние вод шельфа. На характеристики плюма значительное влияние оказывают ветровые условия. Так, аномальное южное распространение вдольберегового плотностного течения, зафиксированное в июле 1992 г., связано с продолжительным усилением северного ветра до 10 м/с в период с 12 по 18 июля [15]. С другой стороны, вытягивание плюма в северо-восточном направлении на 120 км 2–6 сентября 2004 г. обусловлено воздействием южных ветров скоростью до 10 м/с [29]. Таким образом, изменчивость стока рек и поля ветра создают разнообразные условия для формирования плюмов, что, наряду с гидрологическими условиями шельфа и отсутствием приливов, делает СЗШЧМ уникальным полигоном для изучения динамики плюмов.

Численные эксперименты с трехмерной гидродинамической моделью

В данной работе формирование и распространение плюма исследовалось методом численного моделирования с использованием трехмерной σ -координатной численной модели *Princeton Ocean Model (POM)*, предназначенной для расчета циркуляции в прибрежной зоне с учетом стока реки [30–32]. Данные

σ -координатные модели широко применяются для моделирования динамических процессов в мелководных акваториях, поскольку автоматическое сгущение σ -уровней при уменьшении глубины бассейна позволяет достичь высокого разрешения по вертикали. Кроме того, эти модели обеспечивают точное выполнение кинематических условий на свободной поверхности и на дне [31].

Расчеты выполнены для прямоугольной области. Координаты расчетной области: $29,5^\circ$ – $31,5^\circ$ в. д., $43,35^\circ$ – $45,75^\circ$ с. ш. Число узлов сетки по оси X равно 51, по оси Y – 171. В начальный момент времени в модели задается поступление распресненной воды через устье реки с определенными расходом и соленостью.

Поток речных вод при отсутствии ветра и прилива распространяется в сторону моря, а затем под воздействием силы Кориолиса поворачивает в антициклоническом направлении (в Северном полушарии) [9, 31]. В результате в приустьевой зоне формируется стоковый гидрофронт и примерно через два инерционных периода устанавливается плотностное вдольбереговое струйное течение (рис. 2). В общем случае плум представляет собой нестационарное образование, и одним из факторов, стабилизирующих его динамику, может служить стационарное фоновое течение, направленное на юг вдоль траектории распространения вдольбереговой струи распресненных вод [30–32].

Модель основана на трехмерных уравнениях циркуляции в σ -координатной системе $\sigma = (z - \eta)/H$, $\sigma \in [0;1]$, где x , y , z – декартовы координаты; $H = h + \eta$ – глубина моря; $h(x, y)$ – рельеф дна моря; $\eta(x, y, t)$ – уровень моря. Для описания динамики фронтальных зон используются примитивные уравнения движения непрерывно стратифицированной вязкой несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска и гидростатики следующего вида:

$$\frac{\partial uH}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - f_v H + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_x + G_x, \quad (4)$$

$$\frac{\partial vH}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + f_u H + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_y + G_y, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial TH}{\partial t} + \Lambda T = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_T, \quad (7)$$

$$\frac{\partial SH}{\partial t} + \Lambda S = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \right] + HF_S, \quad (8)$$

где u , v , w – компоненты скорости по x , y , σ – соответственно; ρ_0 – средняя плотность; f – параметр Кориолиса; T , S – температура и соленость воды.

Для записи оператора переноса принято следующее обозначение:

$$\Lambda \Phi = \frac{\partial uH\Phi}{\partial x} + \frac{\partial vH\Phi}{\partial y} + \frac{\partial w\Phi}{\partial \sigma},$$

$$G_X = -\Lambda u - \frac{gH^2}{\rho_0} \int_0^1 \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{H} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma,$$

$$G_Y = -\Lambda v - \frac{gH^2}{\rho_0} \int_0^1 \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{H} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma.$$

Слагаемые HF_X , HF_Y , HF_T , HF_S параметризуют горизонтальную турбулентную вязкость и диффузию и имеют вид

$$HF_X = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M H \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right],$$

$$HF_Y = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_M H \frac{\partial v}{\partial y} \right],$$

$$HF_{T,S} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H H \frac{\partial (T, S)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H H \frac{\partial (T, S)}{\partial y} \right].$$

A_M , A_H зависят от горизонтальных градиентов скорости:

$$(A_M, A_H) = \frac{\delta}{2} (C_M, C_H) a^{1/2}, \quad a = \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2,$$

где C_M , C_H и δ – некоторые константы.

Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии определяются по формулам $K_M = \max(LqS_M, K_{M\Phi})$, $K_H = \max(LqS_H, K_{H\Phi})$, где $q^2/2$ – турбулентная кинетическая энергия; L – макромасштаб турбулентности; S_M , S_H – функции динамического числа Ричардсона; константы $K_{M\Phi}$, $K_{H\Phi}$ – фоновые значения. Функции q , L находятся из решения уравнений баланса турбулентной энергии, решаемых совместно с основной задачей.

На поверхности и дне принимаются следующие граничные условия:

$$\sigma = 0 \quad w = 0, \quad \frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_X^0, \tau_Y^0), \quad \frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (Q_T, Q_S), \quad (9)$$

$$\sigma = -1 \quad w = 0, \quad \frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_X^B, \tau_Y^B), \quad \frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0,$$

где Q_T , Q_S – потоки тепла и соли. Выражения для касательных напряжений на свободной поверхности и на дне соответственно: $(\tau_X^0, \tau_Y^0) = \rho_a C_A |W| (w_X, w_Y)$, $(\tau_X^B, \tau_Y^B) = \rho_a C_D |U| (u, v)$, где ρ_a – плотность воздуха; C_A , C_D – коэффициенты трения; $W = (w_X, w_Y)$ – скорость ветра на высоте 10 м; $U = (u, v)$ – горизонтальная скорость течения.

На твердых боковых границах скорости, потоки тепла и соли равны нулю.

Пространственная дискретизация уравнений выполняется на C -сетке. Используются равномерные шаги по x -, y - и σ -координате. Эволюционные уравнения интегрируются по времени с шагом Δt методом расщепления.

Горизонтальная скорость U представляется в виде суммы независимой от глубины компоненты $\bar{U}$ – баротропной и U' – бароклинной составляющих:

$$U = \bar{U}(x, y, t) + U'(x, y, \sigma, t).$$

Черта над функцией обозначает результат интегрирования по σ -координате в пределах от -1 до 0 . Интегрирование уравнений (4)–(6) по вертикали с использованием граничных условий (9) позволяет получить систему уравнений теории мелкой воды для определения баротропных компонент скорости и уровня моря:

$$\frac{\partial \bar{u}H}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - f \bar{v}H + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0} (\tau_x^0 - \tau_x^B) + H \bar{F}_x + \bar{G}_x, \quad (10)$$

$$\frac{\partial \bar{v}H}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} - f \bar{u}H + \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{1}{\rho_0} (\tau_y^0 - \tau_y^B) + H \bar{F}_y + \bar{G}_y, \quad (11)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H}{\partial y} = 0. \quad (12)$$

Уравнения для бароклинных компонент скорости имеют следующий вид:

$$\frac{\partial u'H}{\partial t} - f v'H = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{A_M}{H} \left(\frac{\partial u'}{\partial \sigma} \right) \right] - \frac{1}{\rho_0} (\tau_x^0 - \tau_x^B) + H (F_x - \bar{F}_x) + G_x - \bar{G}_x, \quad (13)$$

$$\frac{\partial v'H}{\partial t} - f u'H = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{A_M}{H} \left(\frac{\partial v'}{\partial \sigma} \right) \right] - \frac{1}{\rho_0} (\tau_y^0 - \tau_y^B) + H (F_y - \bar{F}_y) + G_y - \bar{G}_y. \quad (14)$$

Задачи (10)–(12) и (13)–(14) аппроксимируются явными схемами. Причем в баротропной задаче используется малый шаг $\Delta t_A = \Delta t/n$, где n выбирается в соответствии с критерием устойчивости Куранта. При решении уравнений переноса тепла и соли (7)–(8) отдельно выделяется задача трехмерного переноса и горизонтальной диффузии по вертикальной координате, решаемая методом прогонки с учетом граничных условий (9).

Численный алгоритм модели основан на разделении задачи на баротропную и бароклинную моды и применении явных схем по горизонтальным координатам и неявных схем по σ -координате. Адвективный оператор в уравнениях модели аппроксимируется TVD -схемами [30], обеспечивающими монотонность численного решения, что необходимо для правильного описания полей с большими пространственными градиентами. Кроме того, недавнее исследование влияния различных численных схем на расчеты диффузии соли показало: использование TVD -схем существенно снижает вычислительную вязкость, что приводит к меньшему искажению динамики плюма по сравнению с другими разностными схемами [33].

Прямоугольная область. В расчетах использовался прямоугольный бассейн постоянной глубины 40 м с указанными выше координатами, угол наклона дна у берега составляет от $3 \cdot 10^{-3}$ до $0,6 \cdot 10^{-4}$. Начало системы координат расположено на свободной поверхности в левом нижнем углу расчетной области. Западная граница бассейна соответствует береговой черте, остальные три границы жидкие. Источник речного стока находится в узле сетки с координатами $x = 2$, $y = 106$ и характеризуется расходом воды Q_r в диапазоне от 1500 до 8000 м³/с. Замыкающий створ русла реки имеет ширину $L = 1570$ м и глубину $h_0 = 8$ м (рис. 2). В начальный момент времени соленость воды в бассейне составляла $S_f = 18$ ЕПС, а соленость втекающей воды варьировала от 2 до 6 ЕПС, что соответствует значениям на внутренней границе зоны смешения речных и морских вод [11]. Влияние источника наложено на фоновое меридиональное стационарное течение v_0 , которое в начальный момент времени имело скорость от 5 до 25 см/с и было направлено на юг. На открытых границах расчетной области для компонент скорости течения и солености задавались условия гладкого продолжения [30], предполагающие равенство нулю нормальной производной от искомой прогностической переменной

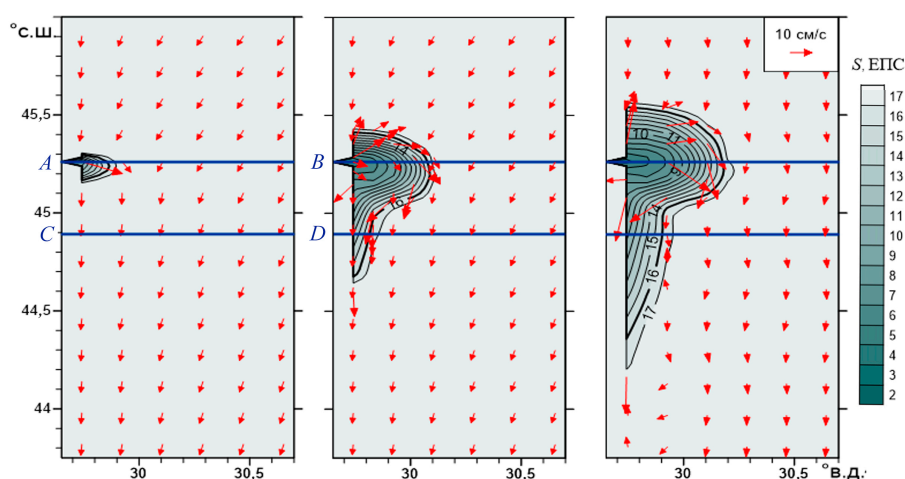


Рис. 3. Поле поверхностной солености для стока реки ($Q_r = 1500$ м³/с, соленость 2 ЕПС) в отсутствие ветра при значении числа Россби $Ro = 0,75$: *a* – через 1 сут; *b* – 5 сут (расход пресной воды в пломе через разрез CD $Q_{fcc} = 107$ м³/с); *c* – 10 сут ($Q_{fcc} = 251$ м³/с). Стрелками указана скорость течения; AB , CD – разрезы по широте; начальная фоновая скорость течения – 5 см/с

Fig. 3. Surface salinity field for river runoff ($Q_r = 1500$ м³/с, salinity is 2 PSU) in the absence of wind and at the Rossby number $Ro = 0.75$: *a* – after 1 day; *b* – after 5 days (freshwater transport in the plume through section CD $Q_{fcc} = 107$ м³/с); *c* – after 10 days ($Q_{fcc} = 251$ м³/с). Arrows indicate current velocity; AB , CD – sections by latitude; initial background current velocity is 5 cm/s

Моделирование проводилось на срок до 10–30 сут на горизонтальной сетке $\Delta x = 3137$ м, $\Delta y = 1570$ м. Для более детального разрешения по вертикальной координате использовалось 25 неравномерных уровней, сгущающихся вблизи свободной поверхности. Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости вычислялся по формуле Смагоринского [30]. Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии определялись методом Меллора – Ямады

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 5 2025 669

[30]. Бароклинная составляющая модели интегрировалась с шагом 2 мин, а баротропная – с шагом 6 с. Установление численного решения контролировалось по значениям кинетической энергии и расходам воды в сечениях, указанных на рис. 3.

Результаты и обсуждение

Для моделирования плюма задавались следующие параметры: ширина русла $L = 1570$ м, глубина русла $h_0 = 8$ м, расход реки Q_r в диапазоне 1500–8000 м³/с, для речных вод – соленость S в интервале 2–6 ЕПС, температура $T = 15$ °С, для шельфовых вод – соленость $S = 18$ ЕПС, $T = 15$ °С; плотность речных ρ_0 и морских ρ_a вод рассчитывалась из уравнения состояния для заданных значений солености и температуры; параметр Кориолиса $f = 0,0001013$ с⁻¹, инерционный период $T_0 = 2\pi/f = 17$ ч.

Для данной конфигурации модели были выполнены расчеты, которые демонстрируют формирование и распространение плюма в отсутствие ветра и влияния стратификации вод шельфа. На рис. 3 приведено распределение солености на поверхности через 1, 5 и 10 сут для варианта 1 (табл. 2) расчета с однородной по глубине стратификацией, с расходом воды Q_r , равным 1500 м³/с, и соленостью речной воды 2 ЕПС. Число Россби $Ro = 0,75$ и число Бургера $Bu = 6,13$ характеризуют влияние сил плавучести. Число Фруда $Fr_i = Ro/Bu = 0,13$ (табл. 2) указывает на то, что силы плавучести, обусловленные стоком реки, преобладают над инерционными силами потока, поэтому плюм прижат к берегу. Поскольку число Россби $Ro < 1$, то есть отношение инерционного масштаба к ширине русла реки меньше единицы, то гидрофронт имеет полукруглую форму, прижат к берегу и вдоль побережья развивается течение (рис. 3, а).

Т а б л и ц а 2

T a b l e 2

Характеристики плюма и глубина h_p по формуле (2)
Characteristics of plume and depth h_p according to formula (2)

Расчетные данные / Calculated data		Fr	L_0 , км / L_0 , km	h_p , м / h_p , m	H_p , м / H_p , m	H_{cc} , м / H_{cc} , m	R_{di} , км / R_{di} , km	R_p , км / R_p , km	R_p/R_{di}	X_c/R_p	H_p/h_p
S , ЕПС / S , PSU	Q , м³/с / Q , m³/s										
2	1500	0,13	1,2	1,6	5,0	3,2	9,6	22,8	2,4	0,2	3,1
2	3000	0,25	2,2	2,3	6,5	4,0	9,6	21,3	2,2	0,6	2,9
2	8000	0,65	6,3	3,7	10,5	6,8	9,6	24,4	2,5	0,5	2,8
6	3000	0,28	2,4	2,6	6,3	4,1	8,3	22,8	2,7	0,4	2,4
6	8000	0,76	6,3	4,3	11,0	6,7	8,3	24,4	2,9	0,5	2,6

П р и м е ч а н и е. Модельные значения приводятся для $t = 10$ сут. Обозначения: X_c – смещение центра плюма от берега по широте; H_p – глубина плюма в его центре, H_{cc} – его глубина у берега на разрезе CD . Радиус плюма R_p , глубины H_p , H_{cc} определяются по положению изохалины 16 ЕПС.

Н о т е. Model values are given for $t = 10$ days. Designations: X_c is the latitudinal displacement of plume center from the coast; H_p is the plume depth at its center; H_{cc} is its depth near the coast at section CD . The plume radius R_p , the depths H_p and H_{cc} are determined from the position of the 16 PSU isohaline.

В начальный период (через 1 сут) плюм округлой формы формируется под действием стока пресной воды от источника. Разрез AB проходит через устье по широте; а CD расположен южнее AB на ~ 31 км (рис. 3, а). Уже через 1,5–2

инерционных периода T_0 под действием силы Кориолиса от устья в антициклоническом направлении начинает формироваться вдольбереговое течение, которое затем распространяется на юг вдоль западной границы (рис. 3, *b*, *c*). Через 3,25 сут передний край фронта, который определялся по изохалине 16 ЕПС, достигает разреза CD (рис. 3). Через 5 сут формируется прибрежное плотностное течение, которое переносит часть воды из области антициклонического кругового гидрофронта на юг (рис. 3, *b*). При этом большая часть поступающей от реки воды остается в области плюма, что приводит к росту его глубины H_p и ширины до двух радиусов $2R_p$ (рис. 3, *c*).

Через 10 сут глубина плюма H_p достигает 5 м, а радиус плюма R_p – 22,8 км, при этом рост плюма приводит к смещению его центра от берега в сторону моря на расстояние X_c , но отрыва плюма от берега не происходит, поскольку на 10-е сутки его положение стабилизируется: $X_c/R_p = 0,2$ (табл. 2), а его радиус достигает своего квазистационарного значения.

Увеличение расхода воды при тех же размерах устья увеличивает скорость втока реки, что приводит к росту чисел Фруда и Россби. При высокой скорости втока речной воды и узкой ширине русла ($Ro_i > 1$) гидрофронт принимает более округлую форму, при этом увеличивается скорость движения фронта плотностного прибрежного течения на юг. Зависимость формы гидрофронта и интенсивности прибрежного течения от числа Россби отмечается также и по данным контактных наблюдений [29]. Увеличение плотности втекаемой воды (в данных численных экспериментах через увеличение солёности реки) приводит к уменьшению приведенного ускорения свободного падения g' , что, согласно уравнению (2), увеличивает глубину плюма и число Фруда, но уменьшает роль стратификации через радиус Россби (формула (3)) и число Бургера. Величина баланса между силами плавучести и инерции определяется комбинацией расхода реки и ее плотности (солёности), которые влияют на глубину плюма h_p и его радиус r , положение центра плюма и режим формирования плотностного течения. Различные варианты расчетов приведены в табл. 2. Для сравнения с плюмом, показанным на рис. 3, рассмотрим вариант 5 (табл. 2) со значением расхода реки $Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$ и солёностью $S = 6$ ЕПС (рис. 4). Такой режим характеризуется большими значениями чисел Россби ($Ro = 4$), Фруда ($Fr = 0,76$), инерционного масштаба ($L_0 = 6,3 \text{ км}$), но меньшими значениями числа Бургера ($Bu = 5,31$) и радиуса Россби ($R_{di} = 8,3 \text{ км}$) (табл. 2). Хотя значение $Fr = 0,76$ остается ниже критического, оно почти в шесть раз превосходит значение $Fr = 0,12$ для варианта 1 (см. рис. 3). Таким образом, влияние инерции потока увеличилось в шесть раз по сравнению с влиянием сил плавучести. В результате плюм вытянут от берега в сторону шельфа, а его центр смещен мористее. Однако отрыва плюма от берега не происходит, так как смещение относительно его радиуса составляет $X_c/R_p = 0,5$ (рис. 4, *c*).

Поскольку в данном расчете число Россби $Ro = 4$ (превышает 1), то есть инерционный масштаб в четыре раза превосходит ширину русла, плюм формируется уже через 1,5 инерционных периода T_0 и имеет более круглую форму, чем на рис. 3, *a*. Передний край фронта вдольберегового течения достигает разреза CD через 1 сут (рис. 4). С учетом расстояния между разрезами скорость движения фронта составила $C_p \sim 0,29 \text{ м/с}$. К 5-м суткам формируется более раз-

витое прибрежное плотностное течение (по сравнению с рис. 3), которое переносит часть вод из области плюма через южную границу области (рис. 4, *b*). При этом в области плюма накапливается большая часть поступающей от реки воды, что приводит к росту его глубины H_p и радиуса (рис. 4, *b*, *c*). На 10-е сутки изохалина 8 ЕПС достигает $30,5^\circ$ в. д., глубина плюма H_p (определяемая по залеганию изохалины 16 ЕПС) достигает 11 м, а радиус плюма R_p – 24,4 км, при этом рост плюма сопровождается смещением его центра от берега в сторону моря на расстояние X_c . Через 10 сут его положение стабилизируется: $X_c/R_p = 0,5$ (табл. 2), а радиус плюма достигает устойчивого значения.

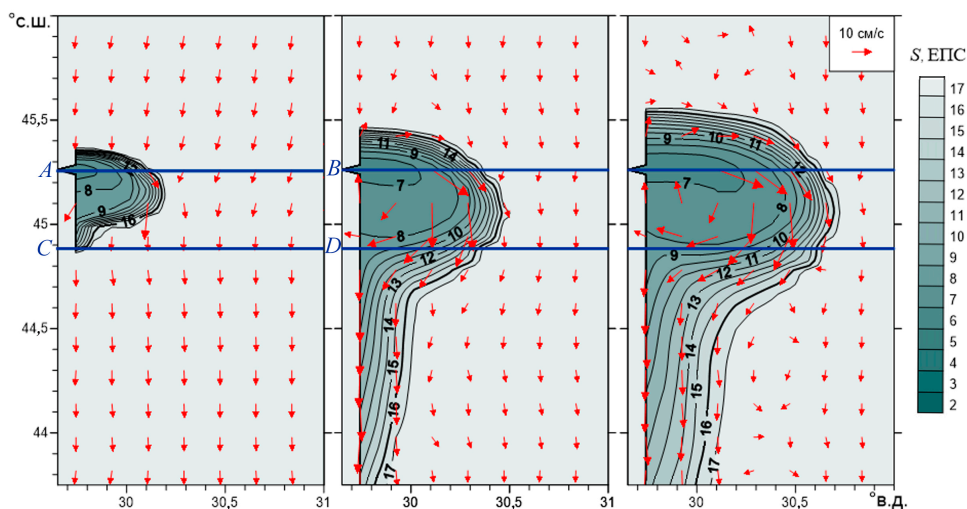


Рис. 4. Поле поверхностной солёности для стока реки в отсутствие ветра ($Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$, солёность 6 ЕПС) при значении числа Россби $Ro = 4$: *a* – через 1 сут ($Q_{\text{фс}} = 25 \text{ м}^3/\text{с}$); *b* – 5 сут (расход пресной воды в плюме через разрез CD $Q_{\text{фс}} = 1592 \text{ м}^3/\text{с}$); *c* – 10 сут ($Q_{\text{фс}} = 1920 \text{ м}^3/\text{с}$); Стрелками указана скорость течения; AB , CD – разрезы по широте; начальная фоновая скорость течения – $5 \text{ см}/\text{с}$

Fig. 4. Surface salinity field for river runoff in the absence of wind ($Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$, salinity is 6 PSU) at the Rossby number $Ro = 4$: *a* – after 1 day ($Q_{\text{фс}} = 25 \text{ м}^3/\text{с}$); *b* – after 5 days (freshwater transport in the plume through section CD $Q_{\text{фс}} = 1592 \text{ м}^3/\text{с}$); *c* – after 10 days ($Q_{\text{фс}} = 1920 \text{ м}^3/\text{с}$); arrows indicate current velocity; AB , CD – sections by latitude; initial background current velocity is $5 \text{ см}/\text{с}$

Представление о вертикальной структуре плюма дают разрезы солёности AB на рис. 5. Солёность S реки в обоих случаях одинакова – 6 ЕПС, различается только расход Q_r : $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5, *a*, *b*, *c*) и $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5, *d*, *e*, *f*).

Увеличение расхода реки для случая, когда $S = 2$ ЕПС, $Q = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$, в два раза приводит к росту скорости втока и, как следствие, к увеличению чисел Россби ($Ro = 4$) и Фруда ($Fr = 0,76$). Это обуславливает формирование плюма, более вытянутого в сторону шельфа, а инерционный радиус возрастает до 6,3 км (рис. 5, *d*, *e*, *f*) по сравнению с 2,4 км в первом случае (рис. 5, *a*, *b*, *c*). Поскольку число Фруда во втором случае в 2,7 раза больше и приближается к критическому значению, точка отрыва плюма от дна смещается в сторону шельфа (см. рис. 2), а накопление большей части поступающей от реки воды приводит к росту глубины плюма до 11 м против 6,3 м в первом случае

(рис. 5, *c, f*). После формирования плюма и прибрежного течения через 1,5–3 инерционных периода скорости находятся в геострофическом балансе с градиентом давления.

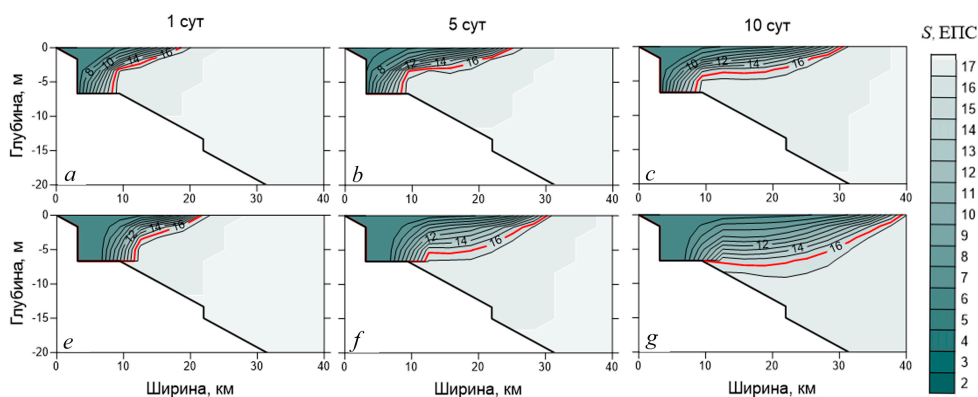


Рис. 5. Зональные разрезы AB (см. рис. 4) поля солёности через 1, 5 и 10 сут ($S = 6$ ЕПС) при расходе Q_r , равном $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*a, b, c*), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*d, e, f*). Красным цветом выделена изохалина 16 ЕПС

Fig. 5. Zonal sections AB (see Fig. 4) of salinity field after 1, 5 and 10 days ($S = 6$ PSU) at a discharge Q_r equal to $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*a, b, c*), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (*d, e, f*). The 16 PSU isohaline is highlighted in red

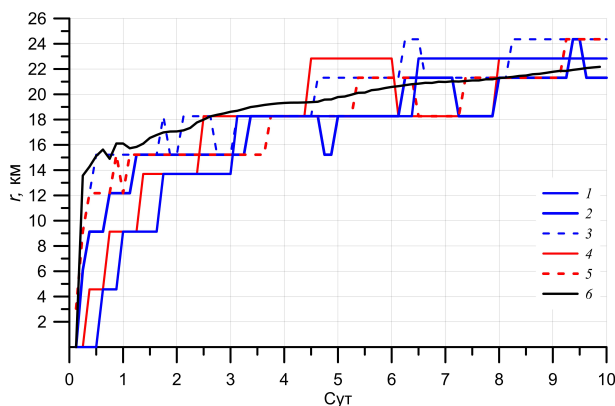


Рис. 6. Радиус плюма, полученный по модельным данным $R_p(t)$ при $S = 2$ ЕПС и Q_r , равном $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3); при $S = 6$ ЕПС и Q_r , равном $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (4); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (5); радиус $r(t)$ (6), рассчитанный по формуле (15) при $S = 2$ ЕПС, $Q_r = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$, $\omega = -0,8f$ и $h_{\max} = 6,5 \text{ м}$ (табл. 2)

Fig. 6. Plume radius obtained from the model data $R_p(t)$ at $S = 2$ PSU and Q_r equal to $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3); at $S = 6$ PSU and Q_r equal to $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (4); $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (5); radius $r(t)$ (6) calculated by formula (15) at $S = 2$ PSU, $Q_r = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$, $\omega = -0.8f$ and $h_{\max} = 6.5 \text{ м}$ (Table 2)

Кроме того, движение вод внутри ядра плюма можно рассматривать как вращение твердого тела, поскольку наблюдения и лабораторные эксперименты показывают, что завихренность в ядре плюма постоянна и близка по величине к параметру Кориолиса. В рамках этого предположения в работе [13]

получено соотношение для максимальной кривизны и глубины плюма, позволяющее оценить его радиус в зависимости от завихренности:

$$r = \left(-\frac{4g' \cdot h_{\max}}{\omega \cdot \left(\frac{\omega}{2} + f \right)} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (15)$$

где r – радиус плюма; $h_{\max}$ – его максимальная глубина; ω – средняя завихренность; f – параметр Кориолиса; g' – приведенное ускорение свободного падения. По результатам моделирования радиус и глубина залегания плюма оценивались по положению изохалины 16 ЕПС.

Эволюция радиуса плюма относительно его центра X_c для разных экспериментов приводится на рис. 6 (табл. 2). Средняя завихренность плюма ω составляла от $-0,95f$ до $-0,6f$. Во всех экспериментах центр плюма удаляется от берега с увеличением числа Фруда, однако отрыва плюма от берега не происходит: отношение X_c к радиусу плюма увеличивается от 0,2 при расходе $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Fr = 0,13$ до $0,5$ – $0,6$ при $Fr = 0,76$, везде оставаясь меньше 1 (табл. 2). В течение 1,5–3 инерционных периодов наблюдается резкий рост радиуса плюма (рис. 6). После формирования прибрежного течения и установления геострофического баланса радиус увеличивается линейно со временем и достигает 21–24 км (рис. 6). Графики $R_p(t)$, полученные из модельных данных, хорошо аппроксимируются зависимостью (15) при $\omega = -0,8f$ и максимальной глубине плюма $h_{\max}(t)$, определенной по изохалине 16 ЕПС. Следует отметить, что оценка радиуса плюма по формуле (3) занижает значения r для всех вариантов из табл. 2, так как соответствует стационарному случаю. Для всех графиков на рис. 6 число $Fr < 1$, а отношение радиуса плюма к бароклинному радиусу R_{di} составляет 2,2–2,9, что соответствует классификации плюмов на основе уравнения (3) для случая малых скоростей втока и большой разницы плотностей $u^2 \ll g'h_0$ с числом Фруда $Fr_i < 1$ и оценкой $r \sim 2,1R_{di}$.

После установления геострофического режима циркуляции в плюме и продвижения фронта прибрежного течения на юг перенос этим течением пресной воды Q_{fcc} через вертикальный разрез CD оценивался по формуле

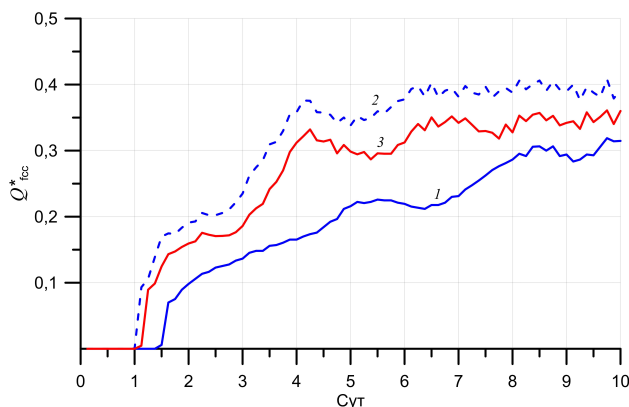
$$Q_{fcc}(t) = \iint_{CD} \frac{(S_0 - S(t, x, z))}{S_0} V(t, x, z) dx dz, \quad (16)$$

где $S_0 = 18$ ЕПС – соленость вод шельфа; V – меридиональная компонента скорости; интегрирование производится по разрезу CD (см. рис. 3, 4).

Рост расхода воды при тех же размерах устья увеличивает скорость втока реки, что приводит к росту чисел Фруда и Россби. При высокой скорости втока речной воды и узкой ширине русла ($Ro_i > 1$) гидрофронт принимает более округлую форму, при этом увеличивается скорость движения фронта плотностного прибрежного течения на юг. Зависимость формы гидрофронта и интенсивности прибрежного течения от числа Россби отмечается также и по данными контактных наблюдений [13].

Учитывая, что количество пресной воды, поступающей в плюм, зависит от солености речной воды в русле, введем нормированную величину расхода пресной воды прибрежным течением: $Q_{fcc}^* = Q_{fcc}/(\gamma Q_r)$, где $\gamma = (S_0 - S)/S_0$ – доля пресной воды в реке. Графики Q_{fcc}^* для различных вариантов моделирования приведены на рис. 7. При одинаковых расходах реки транспорт пресной воды

прибрежным течением тем больше, чем меньше соленость реки S (рис. 7), т. е. он пропорционален увеличению доли пресной воды в реке γ в соответствии с формулой (16). При одинаковой солености (т. е. фиксированном значении γ) с увеличением расходов реки и, соответственно, увеличением скоростей втока воды в устье возрастают скорости в плюме и прибрежном течении. Согласно формуле (16), это приводит к росту Q_{fcc}^* пропорционально величине Q_r реки (рис. 7).



Р и с. 7. Расход пресной воды Q_{fcc}^* через разрез CD , по модельным данным, нормированный на пресноводный расход реки $Q_{fw} = (S_a - S_0)/(S_a \cdot Q_r)$, при $S = 2$ ЕПС и Q_r , равном $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); при $S = 6$ ЕПС и $Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3)

F i g. 7. Freshwater discharge Q_{fcc}^* through section CD based on model data, normalized to the river freshwater discharge $Q_{fw} = (S_a - S_0)/(S_a \cdot Q_r)$, with $S = 2$ PSU and Q_r equal to $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (1), $8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (2); with $S = 6$ PSU and $Q_r = 8000 \text{ м}^3/\text{с}$ (3)

Заметим, что через 4–5 сут зависимость расходов от времени для всех вариантов становится близкой к линейной (рис. 7). Это связано с тем, что за указанное время передний край фронта вдольберегового течения достигает южной границы расчетной области и устанавливается квазистационарный режим плюма (см. рис. 3, 4). Потенциальная энергия прибрежного течения $E_p = (g' \cdot h)$, рассчитанная по модельным данным, где h – глубина течения у берега, показывает аналогичную Q_{fcc}^* временную зависимость. В работе [28] для случая равенства температур вод шельфа и реки и линейной зависимости уравнения состояния от солености ($\Delta\rho = \beta \cdot \Delta S$) показано, что величину Q_{fcc} по формуле (16) можно оценить как $Q_{fcc} \approx C \cdot E_p^2 / f$, где $C = \rho_0 / (2 \cdot g \cdot \beta \cdot S_0)$ – константа. Таким образом, расход пресных вод зависит только от квадрата потенциальной энергии прибрежного течения.

По мере развития плюма и достижения передним фронтом прибрежного течения разреза CD начинается рост расхода Q_{fcc}^* в течение 4–5 сут (см. рис. 4), который к 10-м суткам переходит в квазистационарный режим. В этом случае расход прибрежного течения описывается соотношением $Q_{fcc}^* = 1/(1 + 2 \cdot \alpha)$, где $\alpha = -2 \cdot U_\theta / f \cdot r$ – средняя завихренность ядра плюма, нормированная на параметр Кориолиса [13], $U_\theta = -(18 \cdot Q_r \cdot f \cdot g')^{1/4}$ – азимутальная скорость плюма [33]; r – радиус плюма. Величина Q_{fcc}^* оценивалась по приведенным формулам с использованием радиуса плюма и g' из модельных данных для момента времени

$t = 10$ сут (табл. 2), когда расходы Q_{fcc}^* были близки к стационарным (см. рис. 6). Для второго варианта расчетов ($\alpha = 0,83$, $Q_{\text{fcc}}^* = 0,38$); третьего ($\alpha = 0,93$, $Q_{\text{fcc}}^* = 0,35$); пятого ($\alpha = 0,87$, $Q_{\text{fcc}}^* = 0,37$) отмечается совпадение с модельными значениями Q_{fcc}^* (см. рис. 6). Таким образом, для расходов реки от 3000 до 8000 м³/с и солености втекающей воды от 2 до 6 ЕПС при выходе расхода пресных вод на квазистационарный режим около 40 % речных вод переносятся прибрежным течением, а около 60 % остается циркулировать в плюме, что приводит к его увеличению и медленному росту глубины и радиуса (см. рис. 6). Такое распределение стока реки наблюдалось как в лабораторных экспериментах и при численном моделировании [10, 13], так и при анализе гидрологических данных в районах образования плюма [13].

Фоновое течение, совпадающее по направлению с распространением прибрежного плотностного течения от устья реки, стабилизирует плюм и ускоряет движение фронта. При повторении расчетов с фоновым течением скоростью от 10 до 25 см/с наблюдался рост Q_{fcc}^* и более быстрый выход на квазистационарный режим. Например, при скорости фонового течения $V_{\text{fon}} = 25$ см/с значение Q_{fcc}^* увеличивалось в два раза по сравнению с вариантом при $V_{\text{fon}} = 5$ см/с на 5-е сутки расчета. Полученные результаты справедливы не только при отсутствии ветрового воздействия, но и при слабых ветрах. В работе [20] было показано, что при формировании плюма ветровое воздействие начинает преобладать над плавучестью, обусловленной поступлением пресных речных вод, при силе ветра более 5,7 м/с для средней величины стока Дуная 6000 м³/с и типичных для СЗШЧМ значений плотности морской воды (приведенное ускорение свободного падения $g' \sim 0,02 \div 0,11$ м/с²). Таким образом, для слабых ветров (со скоростью менее 5 м/с) формулы (1), (15) позволяют оценивать характерную глубину и горизонтальный масштаб плюма, что можно использовать при анализе контактных и спутниковых данных.

Заключение

На основе численного моделирования с использованием трехмерной σ -координатной численной модели *POM* были проведены расчеты циркуляции в прибрежной зоне с учетом стока реки. Исследовалось формирование речного плюма и прибрежного плотностного течения при различных расходах реки и стратификации вод шельфа, характерных для СЗШЧМ.

Адвективный оператор в уравнениях модели аппроксимировался *TVD*-схемами, что обеспечило монотонность численного решения в областях с большими пространственными градиентами гидрофизических параметров. Использование *TVD*-схем позволило также существенно снизить вычислительную вязкость, что привело к меньшему искажению динамики плюма по сравнению с другими разностными схемами.

Формирование и эволюция плюма моделировались для пяти вариантов с разными значениями солености и расхода реки в диапазоне чисел Фруда от 0 до 1. В этих случаях силы плавучести, обусловленные стоком реки, преобладают над инерцией потока, поэтому плюм остается прижатым к берегу. Плюм имеет полукруглую форму. Если при этом число Россби $Ro < 1$, то есть отношение инерционного масштаба к ширине русла реки меньше единицы, плюм остается прижатым к берегу. Баланс между силами плавучести (число Бургера)

и инерции (число Фруда и Россби) зависит от комбинации расхода реки и ее плотности (солености), которые влияют на глубину плюма, его радиус, форму, положение центра и на режим формирования плотностного течения.

На начальном этапе (время $t \sim T_0$, где T_0 – инерционный период) у русла реки начинает развиваться антициклонический вихрь. К моменту $t \sim 2T_0$ вихрь формирует ядро плюма и, достигая берега южнее русла, формирует плотностное прибрежное течение, которое переносит пресные воды на юг. После $t \sim 2T_0$ циркуляция воды в плюме и течении подчиняется геострофическому балансу с кросс-шельфовым градиентом давления.

Плюм состоит из области ядра, в котором азимутальная скорость растет линейно от его центра, и внешней области, в которой скорости близки к нулю. Такая структура плюма подтверждается лабораторными экспериментами и наблюдениями и свидетельствует о постоянстве завихренности ω в ядре плюма, при этом значение $\omega \sim -f$, то есть потенциальная завихренность близка к нулю. Внешняя морская граница плюма и его глубина совпадают с положением изохалины 16 ЕПС, а радиус плюма R_p , рассчитанный с учетом максимальной глубины плюма и средней завихренности плюма ω (формула (15)) лучше соответствует модельным значениям R_p , чем стационарная оценка (формула (3)). При увеличении отношения инерционного масштаба к радиусу Россби радиус плюма также увеличивается и достигает $R_p = 24$ км для эксперимента с $Fr = 0,76$, при этом отношение R_p к радиусу Россби достигает 2,9, а центр плюма смещается в сторону моря на расстояние $0,5 R_p$. Рассчитанные по модели глубина плюма H_p и скорость прибрежного течения превышают оценки (1) в 2,4–3,1 раза, однако значения H_p и ширины плюма $x_b = 2R_p$ согласуются с данными гидрологических наблюдений, выполненных в условиях слабого ветра (~ 5 м/с).

Скорость движения переднего края фронта плотностного прибрежного течения, согласно модельным оценкам, соответствует скорости движения гравитационного течения вдоль склона шельфа C_p и составляет $\sim 0,15$ – $0,32$ м/с. Расход пресной воды Q_{fsc}^* , переносимой течением, пропорционален квадрату его потенциальной энергии. После $t \sim 5T_0$ зависимость Q_{fsc}^* от квадрата потенциальной энергии описывается линейной регрессией с коэффициентом детерминации $\sim 0,95$ и корреляции $\sim 0,97$. Спустя 10 дней ($t \sim 10T_0$) устанавливается квазистационарный режим, при котором расход прибрежного течения составляет около 40 % от общего стока реки, при этом 60 % продолжают циркулировать в плюме, что приводит к его дальнейшему росту.

Полученные соотношения для глубины и ширины плюма, расхода прибрежного течения можно использовать для оценки этих параметров по гидрологической информации или спутниковым данным при скорости ветра менее 5 м/с. Результаты статьи могут использоваться для планирования морских экспедиций в прибрежной зоне с речным стоком, оценки влияния катастрофических сбросов воды или паводков в реках на гидрохимический режим и экологическое состояние прибрежной зоны. Результаты могут использоваться для развития методов анализа спутниковых данных, поскольку установленные в работе регрессионные соотношения позволяют оценивать изменчивость расхода пресных вод в прибрежной зоне Q_{fsc}^* по спутниковым измерениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Завьялов П., Маккавеев П.* Речные плюмы в акватории Сочи // Наука в России. 2014. № 2. С. 4–12. EDN STAQAB.
2. *Osadchiev A., Sedakov R., Barymova A.* Response of a small river plume on wind forcing // *Frontiers in Marine Science*. 2021. Vol. 8. 809566. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.809566>
3. *Кондратьев С. И.* Три характерные гидролого-гидрохимические ситуации возле устья Дуная по данным экспедиционных исследований Морского гидрофизического института в 1997–2013 годах // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 4. С. 367–383. EDN BTJNWV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-4-367-383>
4. *Осадчиев А. А.* Речные плюмы. Москва : Научный мир, 2021. 286 с.
5. О переносе стока малых рек вдольбереговым бароклинным морским течением / В. М. Журбасс [и др.] // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 3. С. 440–449. EDN NWCMRX.
6. *Whitehead J. A.* The deflection of a baroclinic jet by a wall in a rotating fluid // *Journal of Fluid Mechanics*. 1985. Vol. 157. P. 79–93. <https://doi.org/10.1017/S0022112085002312>
7. *Garvine R. W.* Estuary plumes and fronts in shelf waters: a layer model // *Journal of Physical Oceanography*. 1987. Vol. 17, iss. 11. P. 1877–1896. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1877:EPAFIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1877:EPAFIS>2.0.CO;2)
8. *Garvine R. W.* A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges // *Continental Shelf Research*. 1995. Vol. 15, iss. 13. P. 1585–1596. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)00065-U](https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)00065-U)
9. *Yankovsky A. E., Chapman D. C.* A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27, iss. 7. P. 1386–1401. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1386:ASTFTF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1386:ASTFTF>2.0.CO;2)
10. *Horner-Devine A. R., Hetland R. D., MacDonald D. G.* Mixing and transport in coastal river plumes // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2015. Vol. 47. P. 569–594. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141408>
11. *Михайлов В. Н., Михайлова М. В., Фролова Н. Л.* Смешение речных и морских вод на устьевом взморье крупной реки // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 1985. № 6. С. 37–42. EDN UDCWCF.
12. *Garvine R. W.* Physical features if the Connecticut River outflow during high discharge // *Journal of Geophysical Research*. 1974. Vol. 79, iss. 6. P. 831–846. <https://doi.org/10.1029/JC079i006p00831>
13. *Horner-Devine A. R.* The bulge circulation in the Columbia River plume // *Continental Shelf Research*. 2009. Vol. 29, iss. 1. P. 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.12.012>
14. *Kourafalou V. H., Stanev E. V.* Modeling the impact of atmospheric and terrestrial inputs on the western Black Sea coastal dynamics // *Annales Geophysicae*. 2001. Vol. 19, iss. 2. P. 245–256. <https://doi.org/10.5194/angeo-19-245-2001>
15. *Yankovsky A., Lemesko E., Ilyin Y.* The influence of shelfbreak forcing on the alongshelf penetration of the Danube buoyant water, Black sea // *Continental Shelf Research*. 2004. Vol. 24, iss. 10. P. 1083–1098. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.007>
16. *Avicola G., Huq P.* Scaling analysis for the interaction between a buoyant coastal current and the continental shelf: experiments and observations // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32, iss. 11. P. 3233–3248. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<3233:SAFTIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<3233:SAFTIB>2.0.CO;2)
17. Pathways and mixing of the north western river waters in the Black Sea / S. Miladinova [et al.] // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2020. Vol. 236. 106630. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106630>
18. Моделирование распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо-западном шельфе Черного моря / В. А. Иванов [и др.] // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1996. Т. 32, № 1. С. 152–160.
19. Romanian coastal dynamics during cold and warm seasons analyzed by means of a numerical model / I. Dinu [et al.] // *Geo-Eco-Marina*. 2017. Vol. 23. P. 71–102. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1194142>

20. *Tsyganova M. V., Lemesko E. M.* Interannual variability of the wind field on the Black Sea north western shelf and its impact on river plume formation for decade 2011–2020 // *Proceedings of SPIE*. Tomsk : SPIE, 2021. Vol. 11916 : 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 119163G. <https://doi.org/10.1117/12.2603268>
21. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова и Э. И. Альтмана. Ленинград : Гидрометеониздат, 1991. 430 с.
22. *Косарев А. Н., Архипкин В. С., Катыева М. В.* Гидрологическая структура вод северо-западной части Черного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2001. № 5. С. 50–54.
23. *Джаошвили Ш.* Реки Черного моря. Тбилиси : Европейское агентство по охране окружающей среды, 2002. 58 с. (Технический отчет № 71).
24. *Tsyganova M. V., Zavialov P. O., Lemesko E. M.* The interannual variability of suspended matter concentration in the North-Western part of the Black Sea // *Proceedings of SPIE*. Tomsk : SPIE, 2018. Vol. 10833 : 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 1083328. <https://doi.org/10.1117/12.2504485>
25. Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas / A. Kurkin [et al.] // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. Vol. 20. ES4008. <https://doi.org/10.2205/2020ES000737>
26. The Columbia River plume study: Subtidal variability in the velocity and salinity fields / B. M. Hickey [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103, iss. C5. P. 10339–10368. <https://doi.org/10.1029/97JC03290>
27. An observational study of the Mississippi-Atchafalaya Coastal Plume. Final Report / S. P. Murray, ed. New Orleans, LA : US Department of the Interior, 1998. 544 p. (OCS Study MMS 98-0040).
28. *Fong D. A., Geyer W. R.* The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32, iss. 3. P. 957–972. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0957:TATOFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0957:TATOFI>2.0.CO;2)
29. River-induced particle distribution in the northwestern Black Sea (September 2002 and 2004) / A. P. Karageorgis [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. Vol. 114, iss. C12. C12003. <https://doi.org/10.1029/2009JC005460>
30. *Фомин В. В., Полозок А. А.* Особенности формирования речного плюма в мелководной лагуне (на примере залива Сиваш, Азовское море) // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2022. № 3. С. 28–42. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-3-28-42>
31. *Иванов В. А., Фомин В. В.* Математическое моделирование динамических процессов в зоне море – суша. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 363 с.
32. *Цыганова М. В., Лемешко Е. М., Рябцев Ю. Н.* Влияние апвеллинга на развитие речного плюма в прибрежной зоне северо-западного шельфа Черного моря на основе численного моделирования // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2023. № 1. С. 20–30. EDN SYKFPE. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2023-1-20-30>
33. Plume spreading test case for coastal ocean models / V. Fofonova [et al.] // *Geoscientific Model Development*. 2021. Vol. 14, iss. 11. P. 6945–6975. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-6945-2021>

Об авторах:

Цыганова Марина Владимировна, младший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-2398-1756**, **ResearcherID: S-5426-2018**, **SPIN-код: 2256-0620**, m.tsyganova@mhi-ras.ru

Лемешко Евгений Михайлович, ведущий научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-4676-1940**, **ResearcherID: S-7815-2018**, **SPIN-код: 3836-5786**, evgeny.lemeshko@mhi-ras.ru

Фомин Владимир Владимирович, главный научный сотрудник, отдел вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-9070-4460**, **SPIN-код: 6992-2688**, v.fomin@mhi-ras.ru

Рябцев Юрий Николаевич, научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-9682-9969**, **SPIN-код: 7853-4597**, ruab@mail.ru