

## К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЭСТУАРИЯХ С ЛЕДОВЫМ ПОКРОВОМ

М.В. ТРЕТЬЯКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

*Представлена трехмерная математическая модель гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом, учитывающая влияние льда на размеры водного потока. Модель использует модифицированные сигма-координаты и рассматривает толщу воды от нижней кромки погруженного в воду льда до дна. На примере моделирования гидрологических процессов в годовом цикле в Обско-Тазовской устьевой области показана необходимость учета влияния льда на размеры потока. Предлагаемое дополнение к существующим моделям в виде модифицированных  $\sigma$ -координат позволяет воспроизводить более адекватную реальным физическим процессам картину циркуляции вод в устьевых областях.*

Моделирование гидрологических процессов в устьях рек, где имеют место и чисто речные, и чисто морские, и смешанные черты режима, осуществляется как при помощи распространенного в гидрологии суши метода речной одномерной гидродинамики [1], так и с применением морских гидродинамических моделей различной мерности [3]. В силу своих ограничений каждая модель имеет свою полноту воспроизведения гидрологических процессов и более адекватно работает лишь в некоторой части устьевой области, где доминируют определенные черты режима. Наиболее полными являются трехмерные гидродинамические модели, которые имеют широкий диапазон воспроизводимых процессов – от речных до морских. В последнее время большинство региональных моделей эстуариев используют именно трехмерную постановку, как для выявления особенностей режима, так и для изучения переноса и трансформации различных примесей.

При моделировании таких сложных гидрологических объектов, как эстуарии крупных рек, в первую очередь обращается внимание на описание процесса взаимодействия речной пресной и морской соленой воды. Процессы в устьевой зоне смешения, где присутствует циркуляция, обусловленная плотностной неоднородностью, описываются трехмерными уравнениями движения, неразрывности, состояния и уравнениями адвекции-дисперсии тепла и соли. При решении моделей как с применением функции тока [3, 13], так и без нее [8, 11] пренебрегают переносом в слое уровня возмущения и используют «жесткую» расчетную сетку по вертикали. Это допустимо для открытого моря и устьевых взморий, где преобладает морской режим, но не позволяет распространять модели на акваторию, где сильно сказывается влияние речного стока, при котором существенны и сравнимы с глубиной стоковые колебания уровня.

Наилучшим образом учесть этот момент способна сформулированная Бламбергом (Blumberg A.F.) трехмерная модель, основанная на примитивных уравнениях движения, неразрывности, диффузии тепла и соли, но записанных в  $\sigma$ -координатах [12]:

$$\sigma = (z - \xi)/(H - \xi), \quad (1)$$

где  $z$  – координата по вертикальной оси,  $H$  – глубина относительно невозмущенного уровня моря,  $\xi$  – уровень воды.

При этом  $\sigma$  изменяется от 0 на поверхности ( $z = -\xi$ ) до 1 на дне ( $z = H$ ). Наиболее популярным развитием этой модели стала Princeton Ocean Model (POM) [14]. Благодаря использованию  $\sigma$ -координат эта модель успешно применяется как для условий открытого океана, так и для мелководных прибрежных районов и эстуариев, находящихся под влиянием речного стока.

В замерзающих устьях рек присутствуют дополнительные процессы появления, роста и таяния льда. Ледовый покров на поверхности эстуария является существенным фактором, влияющим на элементы гидрологического режима. Для имитации годового хода гидрологических характеристик и наиболее полного учета возможных обратных связей в модель включаются уравнения для описания ледовых процессов [2, 3, 13]. Однако при этом не учитывается захват образовавшимся льдом части речного стока, а влияние ледяного покрова ограничивается тем, что появившийся на поверхности лед блокирует потоки тепла и импульса на границе вода–атмосфера, создает потоки соли при нарастании–таянии и влияет на течение через трение. Кроме этого не учитывается тот факт, что погруженный в воду лед изменяет размеры потока и, соответственно, все остальные его характеристики, что особенно сильно должно проявляться при небольших глубинах.

Таким образом, к настоящему времени трехмерные модели позволяют воспроизводить динамику воды в самых сложных системах, где одновременно присутствуют участки и с речным и с морским режимами. При этом в модель при необходимости включаются и ледовые процессы. Однако учет влияния плавающего льда на размеры водного потока и захвата стока льдом выполнен не был, что особенно важно для арктических эстуариев, где в относительно мелководных районах может присутствовать достаточно толстый лед (до 1,5 м).

Учет этих факторов предлагается произвести путем введения в модель POM [14] новых  $\sigma^+$ -координат, при которых рассматривается слой воды не от свободной поверхности до дна, а от нижней кромки погруженного в воду льда толщиной  $h$  до дна (см. рис. 1):

$$\sigma^+ = \left( z - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h \right) / \left( H - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h \right), \quad (2)$$

где  $\rho_i$  – плотность льда,  $\rho$  – плотность воды.

В этих координатах при появлении и нарастании толщины льда  $h$  столб воды подо льдом  $D = H - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h$  уменьшается, соответственно уменьшается количество воды в водоеме, то есть таким образом моделируется захват воды льдом, как раз того количества, какое пошло на его образование. При этом уровень воды непосредственно не зависит от толщины льда, а может среагировать только на изменившиеся гидравлические характеристики водного потока.

Уравнения модели (движения, неразрывности, диффузии тепла и соли) в этих  $\sigma^+$ -координатах и численная схема ее решения ничем не отличаются от уравнений модели в  $\sigma$ -координатах и ее схемы решения, как это предложено в [14], и поэтому здесь не приводятся.

Оценить эффект от применения  $\sigma^+$ -координат (2) можно путем сравнения результатов моделирования как по модели в  $\sigma$ -координатах (1), так и по модели в

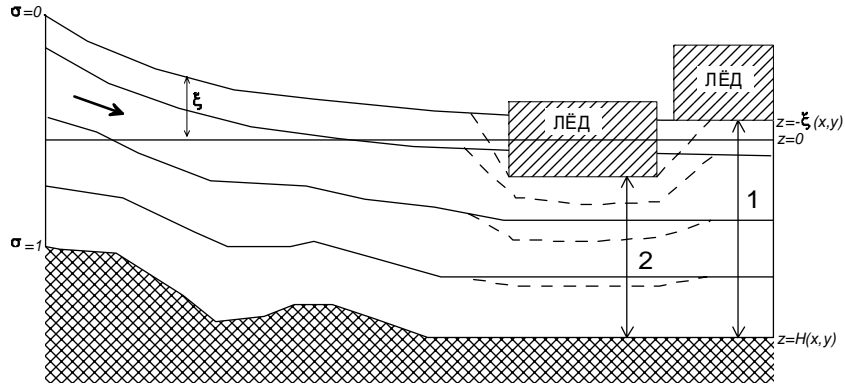


Рис. 1. Схема системы в  $\sigma$ -координатах (1) и в  $\sigma^+$ -координатах (2) (пунктиром)

$\sigma^+$ -координатах (2). Обе модели воспроизводят динамику гидрологических полей в сезонном масштабе, учитывая при этом наличие существенных стоковых уровней, взаимодействие и смешивание речных и морских вод. Модель в  $\sigma$ -координатах (1) представляет традиционный подход к учету ледовых явлений, когда образовавшийся лед блокирует потоки тепла и импульса из атмосферы, а его рост или таяние создает потоки соли на поверхности. В модели в  $\sigma^+$ -координатах кроме этого плавающий лед изменяет количество воды в эстуарии, которое тратится на образование льда либо добавляется при его таянии, а также уменьшает площадь поперечного сечения, влияя тем самым на течения, массоперенос и водообмен с приемным водоемом.

Для описания ледовых процессов предлагается использовать разработки Ю.П.Дорониной для устьевых областей рек [2, 3, 13]. В модели вводятся уравнения нарастания и таяния льда. Дрейф льда в данном случае не учитывается. В уравнении нарастания толщины льда  $h$ , которое начинает работать при охлаждении поверхностного слоя воды до температуры замерзания при соответствующей солености, принимается линейность профиля температуры во льду и учитывается поток тепла от воды  $\Phi$  [4]:

$$h = \sqrt{h^2 + \frac{2\lambda_c}{L\rho_i}(\theta - T_a)\Delta t - \frac{2h}{L\rho_i}\Phi\Delta t}, \quad (3)$$

где  $\Delta t$  – шаг по времени,  $\theta = f(S)$  – температура замерзания воды соленостью  $S$ ,  $L$  – удельная теплота кристаллизации льда,  $\lambda_c$  – коэффициент теплопроводности льда,  $T_a$  – температура поверхности льда.

Температура поверхности льда  $T_a$  при наличии на льду снежного покрова высотой  $h_c$  определяется как

$$T_a = \frac{T_c + \frac{\lambda h_c}{\lambda_c h} \theta}{1 + \frac{\lambda h_c}{\lambda_c h}}, \quad (4)$$

где  $\lambda_c$  – коэффициент теплопроводности снега,  $T_c$  – температура поверхности снега.

В формуле расчета величины стаявшего льда  $\Delta h$  полагается, что все тепло, которое поступает сверху  $I$ , расходуется на таяние снежно-ледяного покрова, и учитывается поток тепла от воды  $\Phi$ , что особенно важно для арктических эстуариев, где вытаивание происходит по строжу потока под действием тепла речных вод:

$$\Delta h = \frac{\Delta t}{L\rho_i} [I + \Phi] - \frac{\rho_c}{\rho_i} h_c, \quad (5)$$

где  $\rho_c$  — плотность снега.

Формула (5) начинает работать, когда поток тепла  $I$ , рассчитанный для условий тающей снежно-ледяной поверхности ( $T_c = 0$ ), оказывается положительным ( $I > 0$ ), при этом высота находящегося на льду снега переводится в эквивалентную толщину льда.

Начальные условия для моделей задаются распределениями полей составляющих скорости, солёности, температуры, уровня воды и толщины льда. Граничные условия на жидких частях контура со стороны реки и моря задаются распределением температуры и солёности. Кроме того, на речной границе задаются интегральные скорости течений, соответствующие расходу реки, а для морской — используется условие излучения. На береговых частях контура, которые принимаются неизменными, задается отсутствие потоков тепла и соли. На поверхности задаются касательные напряжения ветра или трения об лед, а также потоки соли при таянии или росте льда, потоки тепла через границу вода–атмосфера при отсутствии льда, или при наличии льда поверхностная температура воды задается равной температуре замерзания  $T = \theta$ . На дне задается отсутствие потоков тепла и соли.

Сравнение моделей проводилось на примере Обско-Тазовской устьевой области, которая представляет собой особый физико-географический объект, расположенный при впадении рек Обь, Надым, Пур и Таз в Карское море, в пределах которого происходят специфические устьевые процессы, обусловленные взаимодействием и смешиванием речных и морских вод.

Из многочисленных литературных источников [1, 6, 7], посвященных изучению Обско-Тазовской устьевой области, известно, что наиболее существенные процессы, формирующие специфический гидрологический режим Обской и Тазовской губ, связаны с режимом стока впадающих рек, с образованием и таянием льда, а также со сложным взаимодействием реки и моря. Для северной части Обско-Тазовской устьевой области основными факторами, определяющими гидрологическое состояние, являются термохалинные условия в губе и прилегающих районах моря, поскольку существующий заток морской воды в губу влияет на динамику вод, положение галоклина, стратификацию и ледовые условия. Для южной части Обской губы и всей Тазовской губы основным фактором является речной сток, создающий существенные денивеляции уровня. Характерной особенностью стокового режима Оби является чрезвычайно длительное стояние высоких уровней в летний период (свыше четырех месяцев), чем эта река резко отличается от других рек Сибири. Продолжительность половодья на замыкающем створе (п. Салехард) колеблется от 110 до 180 суток. В южной и средней части взморья продолжительность половодья уменьшается до 70–80 суток. Максимум уровня (вторая половина июня), особенно в средней части взморья, наблюдается под устойчивым ледяным покровом. В северной части половодье длится 50–60 суток, максимум уровня и расхода воды — при открытой акватории. При выходе к морскому краю дельты амплитуда волны половодья составляет 0,8–1 м, в средней части взморья амплитуда составляет 0,5–0,6 м, а в северной 0,2–0,3 до полного распластывания на выходе в море. Как видно, Обско-Тазовская губа является таким объектом, адекватное моделирование которого в сезонном масштабе может

быть выполнено только с применением  $\sigma$ -координат. Наличие толстого льда в зимний период до 1,5 м в сочетании с небольшими глубинами (в южной части Обской губы преобладают глубины менее 10 м) позволят проиллюстрировать необходимость применения их модификации в виде  $\sigma^+$ -координат.

Для аппроксимации Обско-Тазовской устьевой области была использована сетка с размером ячейки  $4 \times 4$  км, которая является оптимальной для описания гидрологических процессов практически по всей акватории Обской и Тазовской губ. Сеткой была охвачена Обская губа от морского края дельты до выхода в море и Тазовская губа от п. Находка до слияния с Обской губой. При разработке расчетной сетки был использован различный картографический материал с разным нулем глубин. С каждого квадрата карты-основы снималась средняя глубина и относилась к центру квадрата. Для приведения глубин к средним гидрологическим условиям реки и моря использовались определенные поправки согласно принципам, изложенным в [5]. При средних гидрологических условиях на границах устьевой области был построен продольный профиль свободной поверхности сточкового уровня по длине устьевой области. Используя глубины, приведенные к средним гидрологическим условиям реки и моря, и продольный профиль свободной поверхности при тех же условиях были получены глубины в узлах сетки относительно среднего уровня моря.

Начальные и граничные условия в модельных экспериментах для обеих моделей задавались теми же самыми. Начальные условия задавались исходя из имеющихся данных сети гидрометеорологических станций и экспедиционных исследований. В качестве граничных условий со стороны реки задается расход и температура воды. Наблюдения за расходом и температурой воды проводятся на р. Обь — в п. Салехард, на р. Надым — в г. Надым, на р. Пур — в п. Самбург, на р. Таз — в п. Тазовское или п. Сидоровск. Расходы воды по этим пунктам задавались среднемесячными значениями и пересчитывались в расходы на речной границе расчетной области. Температура воды, измеряемая на замыкающих створах, задавалась среднедекадными значениями и пересчитывалась к месту выхода в губу с использованием температурных градиентов в нижнем течении рек. По данным береговых метеостанций значения метеорологических характеристик методом весовой интерполяции пересчитывались в узлы сетки и корректировались с учетом того, что искомые точки находятся на открытом водном пространстве, и на их основе вычислялся поток тепла на границе вода—атмосфера. При этом использовались методы, принятые в практике гидрологических расчетов [10].

Результаты расчетов показали, что моделями воспроизводится сезонная динамика гидрологических характеристик, соответствующая принципиальным схемам их распределения, известным из данных натуральных наблюдений в различные сезоны. Так, уровенная поверхность понижается от речной границы к морской и имеет превышение у правого берега из-за действия силы Кориолиса. В соответствии с уклонами уровня вектор скорости потока направлен в сторону моря. Для южной части Обской губы и для Тазовской губы такое направление сохраняется от поверхности до дна. В северной части Обской губы у дна вектор скорости направлен в сторону реки, то есть моделируется заток морской воды в губу. При этом формируется достаточно четкий гидрофронт, дальность затора которого в губу меняется в течение года в зависимости от расхода впадающих рек. В распределении температуры достаточно четко воспроизводится выхолаживание воды при контакте с атмосферой при сохранении гомотермии в Тазовской губе и южной части Обской губы. Моделирование ледообразования и очищения водной поверхности ото льда согласуется со схемами развития ледовых процессов, полученными по данным ледовых авиаразведок. Таким образом, обе модели воспроизводят

динамику гидрологических полей в сезонном масштабе, учитывая при этом наличие существенных стоковых уровней, взаимодействие и смешивание речных и морских вод, а также образование, нарастание и таяние льда.

Эффект от аккумуляции воды в ледяном покрове ранее оценивался приближенно А.А.Ивановой [8]. По результатам пересчета объема льда в объем воды автором делается вывод об уменьшении зимнего стока (не менее чем на 30 %), вплоть до его прекращения, и, соответственно, более интенсивного проникновения морских вод в губу. Этот сток возвращается в губу при таянии льда в период весеннего половодья. Таким образом, автором предполагается внутригодовое перераспределение стока на морской границе Обской губы, обусловленное ледовыми процессами.

Для проверки этого предположения на нескольких поперечных створах, расположенных по всей длине Обской губы, в процессе моделирования подсчитывались расходы воды. У речной границы расчетной области гидрограф стока повторяет очертания гидрографа впадающих рек, но по мере удаления в сторону морской границы он постепенно трансформируется. На всех створах расходы в зимний период, рассчитанные с использованием  $\sigma^+$ -координат и с использованием  $\sigma$ -координат, практически совпадают. На рис. 2 в качестве примера приведены рассчитанные расходы воды для створа у п. Се-Яха (находится в северной части Обской губы) с использованием  $\sigma^+$ -координат и с использованием  $\sigma$ -координат. Видно, что аккумуляция воды в ледяном покрове зимой, моделируемая при помощи  $\sigma^+$ -координат, никак не влияет на расход воды. Физически это объяснимо: лед давит на воду всей своей массой, вытесняя количество воды, необходимое, чтобы ему остаться на плаву. Если лед и забирает часть воды из водоема, то такое же количество он и вытесняет. Поэтому никакого уменьшения расхода за счет нарастания льда не должно быть, соответственно, не должно быть и увеличения расхода за счет таяния льда. Повышенный расход, выдаваемый моделью в  $\sigma^+$ -координатах начиная с момента начала весеннего таяния, обусловлен таянием снега на ледяном покрове. Это еще один фактор, который не учитывался ранее в известных моделях, но который удастся учесть при использовании  $\sigma^+$ -координат. При этом тающий снег не только участвует в распреснении верхнего слоя, но и вносит дополнительный расход за счет наличия слоя стока  $\rho_c h_c / \rho$  на площади акватории Обско-Тазовской устьевой области.

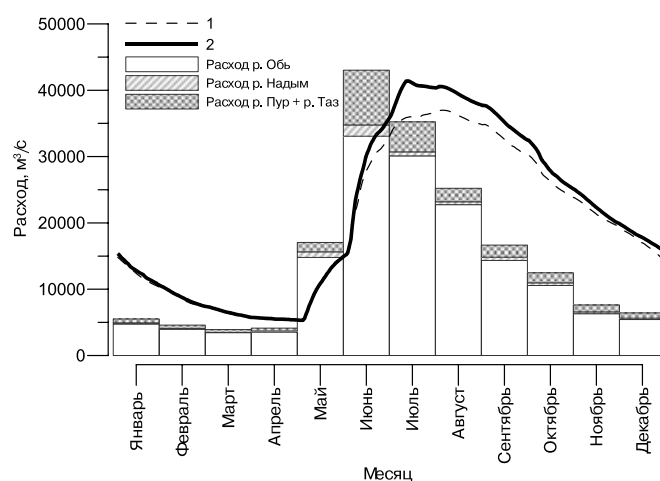


Рис. 2. Рассчитанное распределение направленного в море стока на створе у п. Се-Яха по моделям с  $\sigma$ -координатами (1) и  $\sigma^+$ -координатами (2)

Однако тот факт, что образующийся ледяной покров не влияет на расход воды, не означает, что он не влияет на течения и массоперенос в Обской губе и на водообмен с Карским морем. Уровень воды из-за образования льда и захвата им части стока не уменьшается, а, наоборот, немного, но увеличивается. Наличие льда приводит к уменьшению площади поперечного сечения и, соответственно, увеличению стоковой составляющей скорости (рис. 3). Наиболее сильно это проявляется в южной части Обской губы, где преобладают небольшие глубины. По мере продвижения к морю с увеличением глубины влияние льда на скорость потока уменьшается, но, тем не менее, сказывается на положении гидрофронта. Моделируемая дальность залива морских вод благодаря наличию ледяного покрова существенно меньше, чем при моделировании с использованием  $\sigma$ -координат (1). Максимальная разница достигает 20 км. Таким образом, вывод сделанный в [8], где из-за ледовой аккумуляции предполагается дополнительный заток морских вод в губу, не подтверждается. Напротив, моделью с использованием  $\sigma^+$ -координат (2) воспроизводится обратная картина, когда образовавшийся лед перекрывает часть сечения потока, при этом увеличивается стоковая составляющая скорости и, соответственно, вытесняется гидрофронт в сторону морской границы.

Эксперименты со снежным покровом на поверхности льда, толщина которого пересчитывалась в эквивалентную толщину льда, показали, что равномерное распределение толщины снега по всей акватории эстуария не оказывает заметного влияния на динамику гидрологических полей. При неравномерном распределении снежного покрова его влияние оказывается несколько более существенным. Большое количество снега в южной части Обской губы приводит к небольшому увеличению стоковой составляющей скорости, а в северной — к небольшому уменьшению.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что захват воды при образовании льда не приводит к внутригодовому перераспределению стока. Однако ледовый покров на поверхности эстуария существенно влияет на распределение гидрологических характеристик не только из-за его экранирующих свойств, но и из-за изменения им размеров потока. При этом отмечается закономерность — чем толще образуется лед (то есть больше захватывается стока), тем выше уровень воды, больше стоковая составляющая скорости и меньше дальность интрузии морских вод в эстуарий. Полученные результаты не распространяются на период ледохода, когда дрейф льда, не учтенный приведенной моделью, может вносить свои коррективы в распределение гидрологических полей.

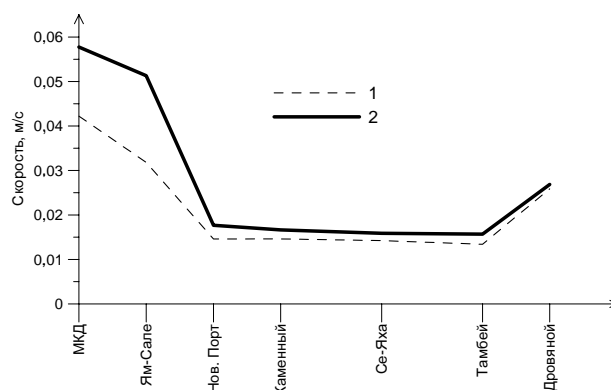


Рис. 3. Рассчитанная продольная поверхностная скорость течения по длине Обской губы от морского края дельты (МКД) до м. Дровяной в период максимального развития ледяного покрова по моделям в  $\sigma$ -координатах (1) и  $\sigma^+$ -координатах (2)

Таким образом, при моделировании гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом необходимо учитывать влияние льда на размеры потока. Предлагаемое дополнение к существующим моделям в виде  $\sigma^+$ -координат это учитывает и позволяет воспроизводить более адекватную реальным физическим процессам картину циркуляции вод в эстуариях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградова Т.А.* Анализ взаимодействия волн половодья с колебаниями уровня моря на закрытых устьевых взморьях сибирских рек // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. 1990. Т. 9. С. 150–157.
2. *Доронин Ю.П.* Моделирование вертикальной структуры устьевой области реки с морским галоклином // Метеорология и гидрология. 1992. Вып. 8. С. 76–83.
3. *Доронин Ю.П., Лукьянов С.В., Царев В.А.* Математические модели гидрологии эстуария и взморья // Труды РГГМИ. 1994. Вып. 117. С. 15–31.
4. *Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е.* Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975, 318 с.
5. *Иванов В.В.* Методика оценки запасов пресных вод в устьевых областях рек Арктики с закрытыми устьевыми взморьями // Проблемы Арктики и Антарктики. 1991. Вып. 66. С. 224–238.
6. *Иванов В.В., Святский А.З.* Численное моделирование вторжения морских вод в устья рек в сезонном временном масштабе // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 46–51.
7. *Иванова А.А.* Особенности гидродинамики Обской губы // Современное состояние природной среды и экологический мониторинг Обско-Тазовского района: Сборник научных трудов. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 94–99.
8. *Иванова А.А.* Течения и массоперенос на устьевом взморье Оби // Труды ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 327–330.
9. *Павлов В.К., Становой В.В.* Прогностическая трехмерная гидродинамическая модель расчета течений и плотности воды в шельфовой зоне приливных морей // Труды ААНИИ. 1985. Т. 398. С. 94–111.
10. *Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М.* Практикум по гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 296 с.
11. *Становой В.В.* К расчету приливных течений в Обской губе // Труды ААНИИ. 1984. Т. 358. С. 10–18.
12. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-dimensional coastal ocean models. Heaps Ed., American Geophys. Union. 1987. P. 1–16.
13. *Doronin Yu.P., Ivanov V.V.* Numerical modeling of water mass dynamics, thermohaline and ice processes in Kara mouth region // NDRE Workshop. Modeling Requirements for water mass dynamics, ice and river transports in Kara sea. Norway, 1995. P. 112–123.
14. *Mellor G.L.* Users' guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, 2004. 56 p.

*M.V.TRETYAKOV*

#### ABOUT MODELLING HYDROLOGICAL PROCESSES IN ESTUARIES WITH AN ICE COVER

*The three-dimensional mathematical model of hydrological processes in estuaries with an ice cover taking into account influence of ice on the sizes of a water stream is submitted. The model uses the modified sigma-coordinates and considers thickness of water from the bottom edge of the ice shipped in water to the bottom. By the example of modelling hydrological processes in an annual cycle in Ob-Taz estuary necessity of the account of influence of ice for the sizes of a stream is shown. Offered addition to existing models as the modified sigma-coordinates allows to reproduce picture of circulation of waters more adequate to real physical processes in estuaries.*