Методика обработки данных спутниковой альтиметрии для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей

С.А. Лебедев^{1, 2}

¹Геофизический центр РАН, Москва, 119296, Россия E-mail: lebedev@wdcb.ru ²Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия E-mail: sergey a lebedev@mail.ru

Работа посвящена разработке методики обработки данных спутниковой альтиметрии для исследования уровенного режима Белого, Баренцева и Карского морей арктического шельфа Российской Федерации. Для исследования морей арктического шельфа Российской Федерации оптимальным является выбор данных альтиметрических измерений спутников ERS-1, ERS-2, Envisat и SARAL/Altika, а для Белого моря – TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 и Jason-3. Показано, что систематическая ошибка альтиметрических измерений для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей между измерениями спутников ERS-2 с и ERS-1 в среднем составила 1,37±0,94 см, а для спутников Envisat и ERS-2 – 1,78±0,65 см. Для акватории Белого моря систематическая ошибка между альтиметрическими измерениями спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 составила 2,61±0,27 см, а для спутников Jason-1 и Jason-2 – -1,83±0,34 см. Сравнение различных приливных моделей показало, что оптимальными для обработки данных спутниковой альтиметрии являются региональные приливные модели с максимальным пространственным разрешением, например, модель ЛПМИ и АОТІМ-5.

Ключевые слова: спутниковая альтиметрия, систематическая ошибка, орбитальная ошибка, глобальные модели приливов, региональные модели приливов, Белое море, Баренцево море, Карское море.

> Одобрена к печати: 30.11.2016 DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-203-223

Введение

Около 90% всей площади арктического шельфа России, составляющего 5,2–6,2 млн км², приходится на перспективные нефтегазоносные области. В том числе 2 млн км² – в Западной Арктике на шельфе Баренцева и Карского морей (включая Обскую и Тазовскую губы), где потенциальные ресурсы углеводородного сырья составляют 50–60 млрд кубометров.

Даже при низкой геологической и геофизической изученности на шельфе Баренцева моря открыто 11 месторождений, в том числе 4 нефтяных (Приразломное, Долгинское, Варандейское, Медынское), 3 газовых (Мурманское, Лудловское, Северо-Кильдинское), 3 газоконденсатных (Штокмановское, Поморское, Ледовое) и 1 нефтегазоконденсатное (Северо-Гуляевское). Одно только Штокмановское месторождение – крупнейшее в мире, содержит около 4000 млрд. м³ газа. В акватории Карского моря открыты не менее колоссальные по объему газоконденсатные месторождения – Ленинградское и Русановское (Чупров, 2008).

Сегодня освоение Арктики требует новых подходов, обеспечивающих рациональное недропользование и охрану природы на основе современной науки и технологий (Мастепанов, 2014), прежде всего – использования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Спутниковая альтиметрия в настоящее время является единственным методом ДЗЗ, который позволяет исследовать уровенный режим как Мирового океана, так и морей арктического шельфа Российской Федерации (в первую очередь Белого, Баренцева и Карского *морей*). Эти моря характеризуются сложными гидродинамическими, приливными, ледовыми и метеорологическими режимами, что обуславливает особенности обработки данных спутниковой альтиметрии для этого региона.

Особенности гидрологического режима

Особенности гидрологического режима Белого, Баренцева и Карского морей (*puc. 1*) обусловлены: физико-географическими характеристиками (*maбл. 1*), особенностями водного (*maбл. 2*) и ледового баланса (*maбл. 3*) этих морей, которые в первую очередь влияют на их уровенный режим.





Рис. 1. Физические карты Баренцева (а), Карского (б) и Белого (в) морей

Характеристика	Белое море	Баренцево море	Карское море
Площадь, тыс. км ²	85–91	1405–1512	882,5–926
Объем, тыс. км ³	5–6	282–316	98–121
Средняя глубина	49–67	186–222	111–131
Максимальная глубина, м	340–350	513	596–620
Площадь водосбора, тыс. км ²	717,7–720	668	6100

Таблица 1. Физико-географические характеристики морей Западной Арктики

Примечание: данные заимствованы из работ (Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990, 1991; Jakobsson et al., 2004; Белое море..., 2007; Система Белого моря..., 2010; Marchenko, 2012).

	Белое море	Баренцево море	Карское море		
	Речной сток, км ³ /год				
	215-230	233–263	1350–1480		
ная часть	<u>в том числе</u> p. Северная Двина 106,6–171 p. Мезень 20,6–38,5 p. Онега 15,4–27 p. Кемь 7,9–12,5 p. Ковда 8,5–9,4 Беломорско- балтийский канал p. Выг 7,9–11,5 p. Кулой 1,1–6,63 p. Поной 5,3 p. Нива 5	<u>в том числе</u> р. Печора 131–139 р. Печенга 22,5 реки о. Шпицберген ¹ 35,5 реки о. Новая Земля ¹ 32,5 реки о. Земля Франца-Иосифа ¹ 3,65	<u>в том числе</u> р. Енисей 620–624 р. Обь (с р. Иртыш) 402–429 р. Пясина 86 р. Таз 43,4–44,3 р. Нижняя Таймыра 86,0 р. Пур 32,3–34,3 р. Надым 18,0		
ПДОХ		Водообмен, км ³ /год			
[bи	2000	2700–2731			
	из Баренцева моря 2000	из Белого моря 2200-2231	из Баренцева моря 390		
		из Норвежского моря 72,6–146,6	в том числе		
		<u>в том числе</u> м. Нордкап – о. Медвежий 49–74 о. Медвежий – о. Шпииберген 23,2–72,6	пр. Карские ворота 350 пр. Югорский шар 40		
		из Карского моря 500 (м. Желания – о. Сальм)			
		Осадки, км ³ /год			
	37,8–54	796	3640		
		Водообмен, км ³ /год			
م ا	2200–2231	2390			
act	в Баренцево море 2200-2231	в Белое море 2000	в Баренцево море		
ая ч		в Карское море 390	(м. Желания – 500 о. Сальм)		
асходн		<u>в том числе</u> пр. Карские ворота 350 пр. Югорский шар 40			
	Испарение, км ³ /год				
	23	411	2316		

¹ – без учета айсбергов

Примечание: данные заимствованы из работ (Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990, 1991; Михайлов, 1997; Вода России..., 2000; Rachold et al., 2004; Белое море..., 2007; Система Белого моря..., 2010).

	Белое море	Баренцево море	Карское море
	0	201,7–291,91	
Часть		из Белого моря 13,6-31,31	из Баренцева моря 21,4–54,4
		из Карского моря 144,6-202,6	<u>в том числе</u>
		<u>в том числе</u> о Земля Франца-Иосифа	о. Земля Франца-Иосифа – о. Новая Земля 32–33
		– о. Новая Земля	пр. Карские ворота 21,4–54,4
		пр. Карские ворота 4,6	
		о. Шпицберген – о. Земля Франца-Иосифа 43,5–58	
CTb	13,6–31,31	53,4–84	
я ча	в Баренцево море 13,6–31,31	в Карское море 53,4-84	в Баренцево море 144,6-202,6
ТНа		в том числе	в том числе
(oxo)		о. Шпицберген – 32–33 о. Земля Франца-Иосифа	о. Земля Франца-Иосифа — 140—198 о. Новая Земля
Pa		пр. Карские ворота 21,4–51	пр. Карские ворота 4,6

Таблица 3. Составляющие ледового баланса (км³) морей Западной Арктики

Примечание: данные заимствованы из работ (Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990, 1991).

Колебания уровня Белого, Баренцева и Карского морей связаны в основном с приливоотливными и сгонно-нагонными явлениями, а в устьевых участках рек также с весенними половодьями.

<u>Речной сток.</u> Более 3/4 всего речного стока в Белое море (*табл. 2*) приходится на долю рек, впадающих в Онежский, Двинский и Мезенский заливы. Большой неравномерностью характеризуется и внутригодовое распределение стока рек, текущих в эти заливы, которые весной сбрасывают 60%–70% воды. Максимум стока наблюдается весной и составляет 40% годового стока. У рек, впадающих с юго-востока, весенний паводок более резкий. Для моря в целом максимальный сток приходится на май, минимальный на февраль–март (Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1991; Михайлов, 1997; Вода России..., 2000; Белое море..., 2007; Система Белого моря..., 2010).

Речной сток в Баренцево море (*табл. 2*) невелик по отношению к его объему (*табл. 1*). На 90% он сосредоточен в юго-восточной части моря. Сток реки Печора составляет 70% суммарного стока в море за год. На северное побережье Норвегии и берег Кольского полуострова приходится всего около 10% речного стока. Здесь в море стекают небольшие реки горного типа, например, Тулома, Печенга, Западная Лица, Кола, Териберка, Воронья, Рында, Иоканга и т.д. (Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Михайлов, 1997; Вода России..., 2000).

На долю Карского моря приходится в среднем около 55% общего стока во все моря российской Арктики. При столь значительном речном стоке распределяется он весьма неравномерно во времени и по пространству моря. Примерно 80% речной воды приходит в море в конце лета – начале осени (июнь – сентябрь). Зимой в очень небольших количествах в море вливается вода только наиболее крупных рек. Практически весь материковый сток поступает в Карское море с юга. Почти 40% площади Карского моря находятся под

влиянием материковых вод. Материковый сток – важный фактор формирования гидрологических особенностей Карского моря (Добровольский, Залогин, 1982; Михайлов, 1997; Вода России..., 2000).

<u>Приливы.</u> Приливные явления в арктических морях определяются в основном приливной волной, распространяющейся из Атлантического океана.

На большей части акватории Белого моря приливы носят правильный полусуточный характер: в течение суток наблюдаются две полные и две малые воды. Приливная волна из Баренцева моря входит в Северную часть Белого моря. Часть приливной волны, достигнув Горла моря, следует вдоль Терского и Зимнего берегов, при этом ее движение вдоль менее глубокого Зимнего берега замедляется. В Двинском заливе скорость приливной волны еще больше уменьшается (Добровольский, Залогин, 1982).

Средняя величина прилива в бассейне моря колеблется от 0,9 м до 1,2 м. Время падения и время роста почти одинаковы. В Северной части моря средняя величина прилива колеблется от 1,8 м до 4,7 м. Заметное влияние на приливы оказывает мелководье, которое обусловливает увеличение времени падения по сравнению со временем роста. В Мезенском заливе средняя величина прилива составляет 6,6 м, а наибольшая – 10 м (Гидрометеорология..., 1991).

В вершине Двинского залива величина прилива почти вдвое меньше, чем при входе в него. Значительный приток речной воды обусловливает превышение времени роста над временем падения почти на 1 час. В Онежском заливе величины прилива в сизигию и квадратуру мало отличаются друг от друга. Величина прилива у Поморского берега больше, чем у Онежского. Во всех пунктах время падения почти на 1,2 часа больше времени роста (Гидрометеорология..., 1991). В Кандалакшском заливе средняя величина прилива возрастает от 1,2 м у входа в залив до 1,9 м в вершине. Время падения на 1,5–2,2 часа больше времени роста (Ионов и др., 2015).

Приливы в Баренцевом море вызываются главным образом атлантической приливной волной, которая вступает в море с запада между м. Нордкап и Шпицбергеном и движется к Новой Земле. В северные окраины моря поступает приливная волна из Арктического бассейна.

Приливы обычно правильные полусуточные. В юго-восточной части моря на отдельных участках наблюдаются неправильные полусуточные и неправильные суточные приливы. Высота прилива в юго-западной части моря увеличивается с запада на восток от 2,4 м до 3,8 м. В юго-восточной части Баренцева моря (от м. Канин Нос к проливам Карские ворота и Югорский шар) высота прилива убывает от 4 до 0,5 м. К северу высота приливов уменьшается (у Шпицбергена она равна 1–2 м, у Земли Франца-Иосифа – 20–30 см). Это объясняется рельефом дна, конфигурацией берегов и интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического и Северного Ледовитого океанов (Добровольский, Залогин, 1982).

В Карском море приливы имеют преимущественно правильный полусуточный характер. Лишь на крайнем северо-востоке отмечаются суточные приливы. В целом карти-

на приливных явлений в Карском море довольно сложна, поскольку формируется из приливных волн, поступающих в море с разных направлений: с запада – из Баренцева моря (между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, а также через проливы Карские ворота и Югорский шар), с севера – из Арктического бассейна и с востока – из моря Лаптевых. Приливные волны, идущие через проливы, проникают в море на небольшие расстояния, их влияние ограничивается районом поступления. Основную роль играют приливные волны, распространяющиеся с севера на юг вдоль восточного побережья Новой Земли и западных берегов Северной Земли. К северу от о. Уединения они сливаются воедино и эта волна, достигнув юго-западных берегов, отражается от них, и в результате интерференции здесь возникает поступательно-стоячая волна.

Величины приливов в Карском море сравнительно невелики. По всем пунктам побережья они равны в среднем 0,5–0,8 м, но в Обской губе превышают 1 м. В холодный период большое влияние на приливы оказывает морской лёд – величина прилива уменьшается, распространение приливной волны идёт с запозданием (Добровольский, Залогин, 1982).

<u>Остаточные приливные явления.</u> В результате нелинейного взаимодействия основных волн прилива в Белом, Баренцевом и Карских морях появляются обертоны, остаточных эффектов, долгопериодных и короткопериодных приливных гармоник.

Механизмы возникновения нелинейных остаточных приливных явлений связаны с тремя типами нелинейных эффектов: конвективная нелинейность, фрикционная нелинейность, обусловленная квадратичным законом донного трения, и мелководная нелинейность (Сгибнева, 1981)

В результате нелинейных приливных явлений и нелинейного взаимодействия основного приливных волн (M₂, S₂, N₂, K₂, K₁, O₁, P₁, Q₁) возникает множество дополнительных приливных гармоник (Каган, Романенков, 2007).

По результатам численного моделирования (Мау, 2005; Май, Фукс, 2005; Май, 2004) суммарная амплитуда нелинейных гармоник (*puc. 2*) в Белом море составляет более 50% от амплитуд основных приливных волн за исключением Горла (25–50%) и Воронки (10–25%). Максимальная амплитуда нелинейных гармоник около 100% наблюдается в Двинском и Кандалакшском заливах (Lebedev et al, 2011). Для Баренцева моря амплитуда нелинейных гармоник в среднем составляет около 10% от общей высоты прилива. Максимальное значение (более 25%) наблюдается над Центральной банкой и вдоль юго-восточного побережья и южного побережья Новой Земли. Для Карского моря, как и для Баренцева моря, амплитуда нелинейных гармоник в среднем составляет около 10%. Максимальные значения наблюдается вдоль континентального шельфа. Большое влияние нелинейных волн приурочено к амфидромическим и узловым точкам полусуточных волн, так, в районе амфидромии Белого моря сумма амплитуд нелинейных гармоник даже превышает амплитуды основных волн (Май, 2008).

<u>Сгонно-нагонные колебания.</u> На большей части побережья Северного Ледовитого океана сгонно-нагонные колебания уровня воды значительно больше, чем приливы и отливы.



Рис. 2. Отношение в % суммы амплитуд нелинейных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива в Белом (a), Баренцевом и Карском (б) морях (Lebedev et al, 2011)

Длительность нагонов в Белом море в среднем равна 3–4 суткам, но в некоторых случаях они могут продолжаться неделями. Средняя величина нагона изменяется от 46 см в Кандалакшском заливе до 88 см в Онежском заливе. Максимальный уровень при нагоне (более 2 м) также отмечается в Онежском заливе. Сгоны приводят к меньшим изменениям колебания уровня в 1,5–2 раза, но их длительность существенно выше: 4–5 суток при средних сгонах и до полумесяца при максимальных. В Кандалакшском заливе нередки случаи, когда сгонно-нагонные колебания уровня составляют около 0,5 м. В Онежском заливе отмечены нагонные подъемы уровня, которые на 1,5 м выше приливного уровня (Гидрометеорология..., 1991).

Сильные и продолжительные ветры вызывают сгонно-нагонные колебания уровня Баренцева моря. Они наиболее значительны (до 3 м) у Кольского побережья и у Шпицбергена (порядка 1 м), меньшие величины (до 0,5 м) наблюдаются у берегов Новой Земли и в юго-восточной части моря (Гидрометеорология..., 1990).

В Карском море сгонно-нагонные колебания уровня близки к 50 см у берегов Новой Земли и Северной Земли и повышаются до 1 м в южной прибрежной части Карского моря и еще больше, до 2 м, в Енисейском заливе и Обской губе (Добровольский, Залогин, 1982).

Волнение. Волнение в арктических морях зависит от ветрового режима и ледниковых условий. В целом ледовый режим в Северном Ледовитом океане неблагоприятен для развития волновых процессов. На распространение ветровых волн и зыби значительное влияние оказывают изрезанность береговой черты, наличие многочисленных островов, а также сильные приливные течения. Последние, в случае распространения волн навстречу потоку, могут увеличивать высоту волны более чем в два раза. Попутное течение, наоборот, уменьшает высоту до полутора раз. В Белом море волны больше всего развиваются в северной части – Горле и Воронке, где при сильных штормах могут достигать значений свыше 10 м (Гидрометеорология..., 1991).

Баренцево море – одно из самых штормовых в Мировом океане. Зимой здесь развиваются штормовые явления, при которых в открытом море высота волн доходит до 10–11 м. Наиболее высокие волны на юго-востоке образуются при северных и северо-восточных ветрах, их высота может превышать 10 м (Гидрометеорология..., 1990).

Частые и сильные ветры развивают значительное волнение в Карском море. Однако размеры волн кроме скорости и продолжительности ветра зависят здесь и от ледовитости, обусловливающей длину разгона ветра. В связи с этим наиболее сильное волнение наблюдается в малоледовитые годы в конце лета – начале осени. Самую большую повторяемость имеют волны высотой 1,5–2,5 м, реже наблюдаются волны 3 м и более, максимальная высота волны около 8 м. Чаще всего сильное волнение развивается в юго-западной и северо-западной частях моря, обычно свободных ото льдов. Его центральные мелководные районы отличаются более слабым развитием волн. Во время штормов здесь образуются короткие и крутые волны. На севере моря волнение гасится льдом (Добровольский, Залогин, 1982).

<u>Ледовитость</u>. Большую часть года Белое море покрыто льдом. Лед в Белом море наблюдается обычно с ноября по май, однако бывают годы, когда он появляется в начале октября и исчезает в первой половине июля. Первое появление льда отмечается в 3-й декаде ноября у берегов Двинского и Онежского заливов, а затем в западной части Горла моря и вдоль Терского берега на участке от маяка Терско-Орловский до мыса Святой Нос. К концу декабря почти вся акватория покрывается льдом, который держится до конца мая. В редкие годы весь лед тает на месте, а в большинстве случаев он выносится в Баренцево море (*табл. 3*) (Гидрометеорология..., 1991).

Особенностью ледяного покрова Белого моря является его неустойчивость, вызываемая сильными приливно-отливными течениями и ветрами. Наблюдаемый в горле и центральной части бассейна моря дрейф льда совпадает по направлению и скорости с течениями, но иногда под влиянием ветров скорость дрейфа льда отличается от скорости течений. При приливе обычно наблюдается сжатие льдов, а при отливе – разрежение.

В отличие от западной и центральной частей юго-восточная часть Баренцева моря покрывается льдом. Обычно льдообразование начинается во 2-й половине октября, но в зависимости от текущих погодных условий и теплозапаса моря сроки образования ледяного покрова сильно колеблются. Процесс замерзания направлен с востока на запад; таяние льдов происходит главным образом в обратном направлении. Обычно очищение ото льда начинается в апреле и заканчивается в июле, хотя в отдельные годы этот процесс может смещаться на 2–3 месяца.

В зависимости от гидрометеорологических условий длительность ледового периода составляет от 6 до 10 месяцев. Под воздействием течений и циркуляции атмосферы ледяные поля находятся в постоянном движении. Скорость дрейфа льда зависит от сочетания

направлений течений и ветра и может достигать 0,8–1 м/с (Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990).

Вследствие географического положения Карское море ежегодно замерзает. Лед образуется в самом море, а также поступает из Баренцева моря и Центрального Арктического бассейна (*maбл. 3*). Большую часть года Карское море покрыто сплошным ледяным покровом. В юго-западной части моря лед наблюдается в течение 7–8 месяцев, с ноября по июнь– июль. Северо-восточная часть моря в летний период не полностью очищается ото льда. Льдообразование в Карском море обычно начинается в сентябре в северных районах и в октябре–ноябре на юге. Таяние ледяного покрова в Карском море начинается в его югозападной части в среднем в конце мая (Добровольский, Залогин, 1982).

Данные спутниковой альтиметрии

Для анализа гидрологического режима Белого, Баренцева и Карского морей оптимальными являются данные спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa с периодом повторения изомаршрутного цикла 35 дней, а для части Белого моря (бассейн, Онежский и Двинский заливы) помимо вышеуказанных данных – данные спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2/3 с периодом повторения изомаршрутного цикла 9,9 суток (*puc. 3*).



Рис. 3. Положение треков cnyтников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKA (синяя линия) и спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2/3 (красная линия) на акватории Белого, Баренцева морей и западной части Карского моря. Граница между морями показана зеленой линией

Массив данных спутника ERS-1 (Gilbert et al., 2014) представляет собой прерывный, но длинный по времени ряд измерений Фаза С (апрель 1992 г.– декабрь 1993 г.) и Фаза

G (апрель 1995 г. – июнь 1996 г.) с возможностью его продления данными спутника ERS-2 (Gilbert et al., 2014) (апрель 1995 г. – июнь 2002 г.), спутника Envisat (Envisat..., 2007) (март 2002 г. – апрель 2012 г.) и спутника SARAL/AltiKa (Bronner et al., 2016) (февраль 2013 г. – настоящее время).

В свою очередь, массив данных спутника TOPEX/Poseidon (Benada, 1997) представляет собой непрерывный и наиболее длинный по времени ряд измерений (сентябрь 1992 г. – август 2002 г.) с возможностью его продления данными спутника Jason-1 (Picot et al., 2008) (декабрь 2001 г. – февраль 2009 г.), спутника Jason-2 (Dumont et al., 2011) (июнь 2008 г. – настоящее время) и спутника Jason–3 (Dumont et al., 2016) (январь 2016 г. – настоящее время)

Обработка данных спутниковой альтиметрии

Обработка данных спутниковой альтиметрии поводилась с применением программного обеспечения Интегрированной базы данных спутниковой альтиметрии (ИБДСА) с учетом всех необходимых поправок (Лебедев, Костяной, 2005).

При обработке данных альтиметрических измерений вышеперечисленных спутников использовались следующие поправки:

– Поправка на «сухую» атмосферу, рассчитанную по модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) (Uppala et al., 2005):

$$dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} (1+0,0026 \cos(2\varphi)),$$

где P_{surf} – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности, φ – широта точки надира.

- Поправка на влажность также рассчитывалась по модели ECMWF:

$$dh_{wet} = -\left(1,11645410^{-3} \int_{P_{sat}}^{P_{sarf}} q \ dP + 17,66543928 \int_{P_{sat}}^{P_{sarf}} \frac{q}{T} \ dP\right) \left(1+0,0026\cos(\varphi)\right),$$

где φ – широта точки надира, q – удельная влажность воздуха (г/кг), T – температура воздуха (К), P_{surf} – давление на уровне подстилающей поверхности (гПа), P_{sat} – атмосферное давление на высоте спутника (гПа).

 Ионосферная поправка рассчитывалась по модели NOAA Ionosphere Climatology 2009 (NIC09) (Scharroo, Smith, 2010). Эта поправка доступна для всех альтиметров как одночастотных, так и двухчастотных.

– Поправка на состояние подстилающей поверхности или электромагнитное смещение (electromagnetic bias – EMB) рассчитывалась по модели (Tran et al., 2006)

- Поправка обратного барометра:

$$dh_{inv} = -9,948(P_s - P_0),$$

где P_s – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (мбар), $P_0 = 1013,3$ мбар – нормальное атмосферное давление, соответствующее невозмущенной поверхности океана.

 На первом этапе поправка на морские приливы и нагрузка на дно для расчёта систематической ошибки рассчитывалась по глобальной модели приливов Global Ocean Tide 4.10 (GOT4.10) (Stammer et al., 2014)

– Поправка на приливы в земной коре, рассчитанные по модели (McCarthy, Petit, 2004)

– Поправка на полюсный прилив (Petit, Luzum, 2010)

Аномалии высот морской поверхности рассчитывались относительно модели средних высот морской поверхности DTU13 MSS (Andersen et al., 2015)

Систематическая ошибка

Объединение данных спутников ERS-2 и Envisat и TOPEX/Poseidon и Jason-1/2 в единый ряд альтиметрических измерений требует проведения анализа данных за временной интервал работы спутников в режиме тандема. Такой режим работы предполагал, что спутники имеют одинаковые параметры орбиты, треки спутников совпадают, а разница по времени в пролете одного спутника за другим минимальна. Для спутников ERS-1 и ERS-2 эта разница составляет 35 мин, а для спутников ERS-2 и Envisat – 30 мин. Для спутников TOPEX/Poseidon и спутников Jason-1 и Jason-2 разница во времени при работе в режиме тандема составляет 70 с.

Поскольку все три моря характеризуются приливным гидрологических режимом, то для спутников, работающих в режиме тандема, учет приливной поправки, рассчитанной по одной приливной модели, является обязательным.

Расчёт систематической ошибки проводился по сравнению временных рядов в точках, расположенных вдоль трека (*puc. 4*), когда спутники работали в режиме тандема.

Для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей анализ показал, что измерения высот морской поверхности, проводимые альтиметром спутника ERS-2 с учетом приливной поправки (по модели GOT4.10) и поправки обратного барометра превышают измерения спутника ERS-1 в среднем на $1,37\pm0,94$ см. Коэффициент корреляции между данными составил 0,977. По пространству максимальные положительные и отрицательные величины систематической ошибки наблюдаются на акватории Белого моря. Так, в Мезенском заливе она составляет 2,92 см, а в Двинском заливе – -4,37 см, столько же – у о-ва Эрж (архипелаг Шпицберген) в Баренцевом море и вдоль побережья Новой Земли в Карском море (*puc. 5a*). Систематическая ошибка между измерениями Envisat и ERS-2 с учетом приливной поправки (по модели GOT4.10) и поправки обратного барометра составляет 1,78±0,65 см, а коэффициент корреляции – 0,989. Максимальная систематическая ошибка более -3 см наблюдается в Карском море вдоль конгениального побережья (*puc. 56*).



Рис. 4. Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1 и ERS-2 (a) и ERS-2 и Envisat (б) в точке пересечения 180 и 461 треков, расположенной вблизи уровенного поста Вадро (Норвегия)



Рис. 5. Величина систематической ошибки между измерениями высот морской поверхности альтиметрами спутников ERS-1 и ERS-2 (a) и ERS-2 и Envisat (б)



Рис. 6. Величина систематической ошибки между измерениями высот морской поверхности альтиметрами спутников: a) TOPEX/Poseidon и Jason-1, б) Jason-2 и Jason-1

Для акватории Белого моря измерения высот морской поверхности, проводимые альтиметром спутника Jason-1, превышают измерения спутника TOPEX/Poseidon в среднем на 2,61±0,27 см (*puc. 6a*). Коэффициент корреляции между данными составил 0,992. Разница в измерениях высоты морской поверхности, проводимых альтиметром спутника Jason-1 и Jason-2 на акватории Белого моря, в среднем составила -1,83±0,34 см (*puc. 66*), а коэффициент корреляции между данными составил 0,999.

Учет систематической ошибки при обработке данных спутниковой альтиметрии позволит повысить точность этих данных при их объединении в единый временной ряд для анализа гидрологического режима Белого, Баренцева и Карского морей.

Точность расчета высот приливов по моделям

Приливы играют большую роль в гидрологическом режиме Белого, Баренцева и Карского морей. Поэтому от точности расчета высот приливов в этом регионе зависит корректность обработки данных спутниковой альтиметрии. Сравнение высот приливов в Белом и Баренцевом морях, рассчитанных по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований (ЛПМИ) Гидрометцентра РФ (пространственное разрешение 3 морских мили) (Попов и др., 2013) и по глобальной модели приливов GOT00.2 (пространственное разрешение 0,5°) (Ray, 1999), показывает, что максимальная разница более 35 см наблюдается в горле Белого моря и в Мезенском заливе. Разница в расчётах по этим моделям дает ошибку порядка 15 см вдоль всего Кольского побережья Баренцева моря и в Чёшской губе (Лебедев и др., 2008; Lebedev et al., 2011).

В *табл.* 4 приведено сравнение результатов расчетов амплитуды и фазы основных приливных волн (M₂, S₂ и K₁) по данным уровенных постов и с результатами расчётов по

моделям CSR4.0 (Eanes, Bettadpur, 1994) и GOT00.2 (пространственное разрешение 0,5°) и модели ЛПМИ Гидрометцентра РФ (пространственное разрешение 3 морских мили). Максимальная ошибка соответствует глобальным моделям для рассматриваемых приливных волн. В первую очередь это связано с ошибкой определения фазы приливной волны, а также с грубым пространственным разрешением глобальных моделей. Так, в Белом море для волны M_2 максимальная разница между высотой волн, измеренной на уровенном посту Соловки и рассчитанной по модели CSR4.0, составляет 53,1% при разнице в фазе прилива 29,4 минуты, тогда как расчеты по региональной модели ЛПМИ – 27,3% и 9 минут соответственно. В Баренцевом море максимальная ошибка по всем трем приливным волнам наблюдается на посту Печенга (*табл. 4*), что связано с месторасположением поста в Печенгском заливе, представляющим собой большой фьорд.

В работе (Padman, Erofeeva, 2004) представлены результаты сравнения глобальной модели приливов ТРХО6.2 (Egbert, Erofeeva, 2002) (пространственное разрешение 0,25°) и региональных моделей для Северного ледовитого океана КР94 (Kowalik, Proshutinsky, 1994) (пространственное разрешение 14 км), AODTM-5 (Arctic Ocean Dynamics-based Tide Model) (Egbert, 1997) и AOTIM-5 (Arctic Ocean Tidal Inverse Model) (Egbert, Erofeeva, 2002). Пространственное разрешение последних двух моделей составляет 5 км, и они в полной мере могут считаться региональными.

		Глобальная модель			Региональная модель		
Уровенный	Прилив- ная волна	Модель CSR4.0		Модель GOT00.2		Модель ЛПМИ	
nocm		Высота (%)	Фаза (час)	Высота (%)	Фаза (час)	Высота (%)	Фаза (час)
	Белое море						
	M ₂	53,1	0,49	30,5	0,21	27,3	0,15
Соловки	S ₂	31,8	0,23	77,3	0,89	29,0	0,19
	K ₁	5,9	0,02	58,5	0,54	26,1	0,29
	Баренцево море						
	M ₂	76,2	0,78	87,4	1,25	7,5	0,05
Печенга	S ₂	73,9	0,84	58,6	0,47	26,3	0,17
	K ₁	28,3	0,15	14,1	0,16	17,1	0,09
	M ₂	76,8	0,45	45,8	0,69	22,2	0,65
Вардо	S ₂	25,7	0,29	45,1	0,84	19,8	0,28
	K ₁	43,9	0,93	27,2	0,45	4,2	0,09
Варандей	M ₂	68,3	2,01	34,6	0,78	16,6	1,39
	S ₂	73,7	1,34	57,3	1,17	26,4	0,79
	K ₁	24,6	0,98	39,8	1,04	15,0	1,10

Таблица 4. Сравнение результатов расчетов амплитуды и фазы основных приливных волн по данным уровенных постов с результатами модельных расчётов (Lebedev et al., 2011)

Результаты сравнения этих моделей показывают (*табл. 5*), что модель AOTIM-5 является наиболее точной моделью приливов для Северного ледовитого океана и доступной на данный момент, судя по сравнению с данными уровенных постов и данными спутнико-

вой альтиметрии (Egbert, Erofeeva, 2002). Однако она не учитывает наличия льда на акватории морей. Морской лед может изменить приливные амплитуды до 10% и фазы на 1–2 ч и может приводить к квазисезонной изменчивости амплитуды приливных волн.

Верификация данных спутниковой альтиметрии

Верификация данных спутниковой альтиметрии проводилась путем сравнения данных измерений уровня на уровенных постах с данными альтиметрических измерений в точках, расположенных на ближайших треках, или в точках пересечения восходящих и нисходящих треков (*puc.* 7).

Для Белого моря сравнение спутниковых данных и данных уровенных постов показывало значимые величины корреляции (более 0,6) для всех спутников (*maбл. 6*). Так, для уровенного поста Онега коэффициент корреляции для данных спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2 составил 0,762, а для спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa – 0,963, а для уровенного поста Северодвинск – 0,974 и 0,983 соответственно. Большие величины коэффициента корреляции для этих постов обусловлены их местоположением. Они расположены в устьях рек, где сток рек оказывает сильное влияние на гидрологический режим в этих районах Белого моря. Минимальная величина коэфициента корреляции (0,664 и 0,614 соответственно) наблюдается для уровенного поста Кемь-порт, где нелинейные и остаточные приливные явления оказывают сильное влияние на уровенный режим (*puc. 2a*).

Модель приливов Северный ледовитый океан		Баренцево и Белое моря	Остальные моря рос- сийской Арктики		
	Приливная в	юлна М ₂			
Число уровенных постов	310	134	57		
KP94	25,42	34,78	9,11		
AODTM	19,22	26,91	8,85		
TPXO6,2	19,59	28,01	6,77		
AOTIM	8,49	10,38	4,03		
Приливная волна S ₂					
Число уровенных постов	275	117	52		
KP94	9,35	11,57	4,36		
AODTM	9,23	13,21	4,62		
TPXO6,2	6,78	8,94	3,91		
AODTM	2,28	2,7	1,71		
Приливная волна К ₁					
Число уровенных постов	276	127	44		
KP94	6,31	4,87	3,41		
AODTM	5,73	6,92	3,82		
TPXO6,2	3,92	3,72	2,24		
AOTIM	2,53	2,83	2,31		

Таблица 5. Среднеквадратическое отклонение разницы высот приливных волн M₂, S₂, K₁ и O₁, измеренных на уровенных постах, и рассчитанных по 4 моделями приливов (Padman, Erofeeva, 2004)

Приливная волна О ₁					
Число уровенных постов	250	103	44		
KP94	2,98	2,23	1,58		
AOTIM	3,68	4,47	2,24		
TPXO6,2	1,83	1,82	1,22		
AOTIM	1,65	1,57	2,13		



Рис. 7. Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в точке пересечения 180 и 461 треков и данным поста Вадро (Норвегия)

Таблица 6.	Коэффициент	корреляции между	измерениями	на уровенных	постах и данных
	спут	никовой альтиметр	оии (Lebedev et	al., 2011).	

Уровенный пост	ERS-1/2, Envisat u SARAL/AltiKa	TOPEX/Poseidon u Jason-1/2			
Белое море					
Хоннингсвог	0,991				
Вардо	0,992				
Териберка	0,975				
Иокагаека	0,893				
Печенга	0,935				
Тобседа	0,872				
Варандей	0,891				
Баренцево море					
Кемь-Порт	0,614	0,664			
Онега	0,963	0,762			
Северодвинск	0,983	0,974			
Соловки	0,655	0,763			
Кандалакша	0,583				
Сосновец	0,773				
Умба	0,951				

Для Баренцева моря корреляция между альтиметрическими измерениями спутников ERS-1/2. Envisat и SARAL/AltiKa и данными уровенных постов достаточно высоко (более 0,85) (табл. 5). Так, для постов Вардо и Хоннингсвог коэффициент корреляции составляет 0.992 и 0.991 соответственно. Эти высокие корреляции объясняются влиянием приливов, которые играют большую роль в уровенном режиме Баренцева моря. Кроме того, эти посты расположены в области, где нелинейные и остаточные приливные явления не столь велики (рис. 26). Для уровенных постов Мурманск, Полярный, Индига и других, которые находятся в фьордах или эстуариях коэффициенты корреляции невелики (менее 0,4).

Заключение

Разработанная методика обработки данных спутниковой альтиметрии для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей позволит с достаточной точностью исследовать пространственно-временную изменчивость уровня этих морей, а также уточнить региональные и глобальные модели приливов для данного региона.

Исследование проводилось при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 14-17-00555.

Литература

- 1. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Ред. Н.Н. Филатов, А.Ю. Тержевик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 349 с.
- 2. Вода России. Водно-ресурсный потенциал / Науч. ред. А.М. Черняев. Екатеринбург: Издательство «АКВА-ПРЕСС», 2000. 420 с.
- 3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Ф.С. Терзиев, Т.В. Гирдюк, Г.Г. Зыкова, Л. Дженюк. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 271 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2, Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические усло-4. вия / Ред. Б.Х. Глуховский. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с. Ионов В.В., Май Р.И., Смагин Р.Е. Численная гидродинамическая модель приливных явлений в губе Ке-
- 5.
- реть (Кандалакшский залив, Белое море) // Известия Русского географического общества. 2015. Т. 147. № 2. C. 22–37.
- 7. Каган Б.А., Романенков Д.А. О влиянии нелинейного взаимодействия приливных гармоник на их пространственную структуру применительно к системе Баренцева и Белого морей // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 710–717. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Изд. центр «МОРЕ» Меж-
- 8. дународного института океана, 2005. 366 с.
- Лебедев С.А., Сирота А.М., Медведев Д.П., Хлебникова С.Н., Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., 9. Кузьмина Е.В. Верификация данных спутниковой альтиметрии в прибрежной зоне европейских морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 2. С. 137-140.
- 10. Май Р.И. Линейные и нелинейные приливные явления в морях Европейсткой Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 (80). С. 115–125.
- 11. Май Р.И. Оценка вклада различных нелинейных эффектов в формирование остаточных приливных явлений Белого моря. // Тр. ГОИН. 2004. Вып. 210. С. 126–136.
- 12. Май Р.И., Фукс В.Р. Остаточные приливные явления в Белом море // Материалы IX международной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря», 11–14 октября 2004 г., Петрозаводск, Карелия, Россия. Петрозаводск, 2005. С. 202–207.
- 13. *Мастепанов А.М.* Освоение углеводородных ресурсов Арктики: надо ли торопиться? // Проблемы эконо-мики и управления нефтегазовым комплексом. 2014. № 3. С. 4–14.
- 14. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 412 c
- 15. Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. C. 68–82.
- 16. Сгибнева Л.А. Изменчивость гармонических постоянных прилива как следствие нелинейных эффектов // Труды ГОИН. 1981. Вып. 156. С. 33-40.

- 17. Система Белого моря. Том І. Природная среда водосбора Белого моря. / Отв. ред. А.П. Лисицын, Ред. И.А. Немировская, В.П. Шевченко. М.: Научный мир, 2010. 480 с.
- Чупров В.С. Углеводородный потенциал Печорско-Баренцевоморского бассейна // Вестник института ге-18 ологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2008. № 11. С. 7–12.
- 19. Andersen O., Knudsen P., Stenseng L. The DTU13 MSS (mean sea surface) and MDT (mean dynamic topography) from 20 years of satellite altimetry // International Association of Geodesy Symposia. Berlin Heidelberg: Springer, 2015. DOI: 10.1007/1345_2015_182
- 20. Benada J.R. PODAAC Merged GDR (TOPEX/Poseidon) Generation B User's Handbook, JPL D-11007, Version 2.0. Pasadena: JPL, 1997. 131 p.
- Bronner E., Guillot A., Picot N. SARAL/AltiKa Products Handbook, SALP-MU-M-OP-15984-CN. Issue 2. Rev. 5. 21. 2016. 86 p
- Dumont J.P., Rosmorduc V., Carrere L., Picot N., Bronner E., Couhern A., Guillot A., Desai S., Bonekamp H., 22. Figa J., Scharroo R., Lilibridge J. Jason-3 Product Handbook, SALP-MU-M-OP-16118-CN, Edition 1.2. 2016. 70 p.
- 23. Dumont J.P., Rosmorduc V., Picot N., Desai S., Bonekamp H., Figa J., Lillibridge J., Scharroo R. OSTM/Jason-2 Products Handbook. CNES: SALP-MU-M-OP-15815-CN, EUMETSAT: EUM/OPS-JAS/MAN/08/0041, JPL: OSTM-29-1237, NOAA/NESDIS: Polar Series/OSTM J400. Issue 1. Rev. 8. CNES, EUMETSAT, JPL. 2011. 72 p.
- 24. Earles R.J., Bettadpur S.V. Ocean tides from two years of TOPEX/POSEIDON altimetry // EOS Trans. AGU. 1994. Vol. 75. No. 44. P. 61.
- Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atmos. Ocean. Tech.. 2002. 25. Võl. 19. No. 2. P. 183–204. DOI: 10.1175/1520-0426(2002)019 <0183:EIMOBO>2.0.CO;2
- 26. Egbert G.D. Tidal data inversion: Interpolation and Inference // Progress in Oceanography. 1997. Vol. 40. No. 1-4. P. 53-80. DOI: 10.1016/S0079-6611(97)00023-2
- 27. Envisat RA2/MWR Product Handbook. ESA, 2007. 204 p.
- 28. *Gilbert L., Baker S., Dolding C., Vernier A., Brockley D., Martinez B., Gaudelli J., Baker S., Féménias P.* ERS Altimetry Reprocessed Products, REA-UG-PHB-7003. Issue 3.1. 2014. 80 p.
- 29 Jakobsson M., Grantz A., Kristofferse, Y., Macnab M., MacDonald R.W., Sakshaug E., Stein R., Jokat W. The Arctic Ocean: Boundary Conditions and Background Information // The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean. Ed. R. Stein, R.W. Macdonald. Berlin: Springer, 2004. P. 1–32. DOI: 10.1007/978-3-642-18912-8_1.
- 30. *Kowalik Z., Proshutinsky A.Y.* The Arctic Ocean Tides // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment / Eds. O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland, Geophysical Monograph. No. 85. Washington: AGU, 1994. P. 137-158. DOI: 10.1029/GM085p0137.
- 31. Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Medvedev D.P., Sheremet N.A., Shauro S.N. Satellite Altimetry Applications in the Barents and White Seas // Coastal Altimetry. Eds. S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 389-416. DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0 15.
- 32. Marchenko N. Russian Arctic Seas: navigational conditions and accidents. Springer Science & Business Media, 2012. 293 p. DOI: 10.1007/978-3-642-22125-5.
- 33. May R.I. Simulation of climate significant nonlinear tidal phenomena in the Euro Arctic seas // IEEE OCEANS'05 EUROPE Conference proceedings. Oceanography: Modeling & Data Processing. Brest, France, 2005. Vol. 1. P. 401–406. DOI: 10.1109/OCEANSE.2005.1511748.
- 34. McCarthy D.D., Petit G. IERS Technical Note 32. Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2004. 127 p.
- 35. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Letters. 2004. Vol. 31. L02303. DOI: 10.1029/2003GL019003.
- 36. Petit G., Luzum B. IERS conventions (2010), IERS Technical Note 32. Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts
- fur Kartographie und Geodasie, 2010. 179 p. *Picot N., Case K., Desai S., Vincent P.* AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products, SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D–21352 (PODAAC), Edition 4.1. AVISO, PODAAC, 2008. 130 p. 37
- 38. Rachold V., Eicken H., Gordeev V.V., Grigoriev, M.N. Hubberten H.-W., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Schirrmeister L. Modern Terrigenous Organic Carbon Input to the Arctic Ocean // The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean / Eds. R. Stein, R.W. Macdonald. Berlin: Springer, 2004. P. 33–55. DOI: 10.1007/978-3-642-18912-8_2.
- 39. Ray R.D. A Global Ócean Tide Model from TOPEX/Poseidon Altimetry: GOT99.2. NASA Technical Mem, NÁSA/TM-1999-209478. Greenbelt: NASA GSFC, 1999. 58 p.
- Scharroo R., Smith W.H.F. A GPS-based climatology for the total electron content in the ionosphere // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. No. A10. DOI: 10.1029/2009JA0014719. 40.
- 41. Stammer D., Ray R.D., Andersen O.B., Arbic B.K., Bosch W., Carrère L., Cheng Y., Chinn D.S., Dushaw B.D., Egbert G.D., Erofeeva S.Y., Fok H.S., Green J.A.M., Griffiths S., King M.A., Lapin V., Lemoine F.G., Luthcke S.B., Lyard F., Morison J., Müller M., Padman L., Richman J.G., Shriver J.F., Shum C.K., Taguchi E., Yi Y. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models // Reviews of Geophysics. 2014. Vol. 52. No. 3. P. 243–282. DOI: 10.1002/2014RG000450.
- 42. Tran N., Vandemark D., Chapron B., Labroue S., Feng H., Beckley B., Vincent P. New models for satellite altimeter sea state bias correction developed using global wave model data // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. No. C9. C09009. DOI: 10.1029/2005JC003406.
- 43. Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Holm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., Mcnally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasilje-vic D., Viterbo P., Woollen J. The ERA–40 reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2005. Vol. 131. Part B. No. 612. P. 2961-3012. DOI: 10.1256/qj.04.176.

Processing method of satellite altimetry data for the White, Barents and Kara Seas

S.A. Lebedev^{1, 2}

¹Geophysical Center RAS, Moscow 119296, Russia E-mail: lebedev@wdcb.ru ²Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia E-mail: sergey_a_lebedev@mail.ru

The article focuses on the development of satellite altimetry data processing techniques for the level regime study of the White, Barents and Kara Seas of the Arctic shelf of the Russian Federation. For the study of the Russian Arctic shelf the best choice is the choice of satellite altimetry data of ERS-1, ERS-2, Envisat and SARAL/Altika, and for the White Sea – TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 and Jason-3. It is shown that the systematic error altimetry for the waters of the White, Barents and Kara Seas measurements between satellites ERS-2 and ERS-1 was in average 1,37±0,94 cm and for Envisat and ERS-2 satellites – 1.78 ± 0.65 cm. For the White Sea bias between altimetry satellites TOPEX/Poseidon and Jason-1 was 2,61±0,27 cm and for satellites Jason-1 and Jason-2 – -1,83 ± 0,34 cm. Comparison of different tidal patterns showed that the most optimal for the processing of satellite altimetry data is the regional tidal model with the maximum spatial resolution, for example, the model LAMI and AOTIM-5.

Keywords: satellite altimetry, systematic error, global tide models, regional tide models, White Sea, Barents Sea, Kara Sea

Accepted: 30.11.2016 DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-203-223

References

- 1. Beloe more i ego vodosbor pod vliyaniem klimaticheskikh i antropogennykh faktorov (The White Sea and their Watershed under Influenses of Climate and Antropogenic Impact), N.N. Filatov, A.Yu. Terzhevik Petrozavodsk: Karel'skii nauchnyi tsentr RAN, 2007, 349 p.
- Voda Rossii. Vodno-resursnyi potentsial (Water of Russia, Water-resource potential), A.M. Chernyaeva (Eds.), Ekaterinburg: Izdatel'stvo "AKVA-PRESS", 2000, 420 p.
- 3. *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morei SSSR, Vol. 1, Barentsevo more, No. 1, Gidrometeorologicheskie usloviya* (Hydrometeorology and Hydrochemistry of the Seas of the USSR, Vol. 1, The Barents Sea, No. 1, Hydrometeorological conditions), F.S. Terzieva, T.V. Girdyuka, G.G. Zykovoi, L. Dzhenyuka (Eds.), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, 271 p.
- 4. *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morei SSSR, Vol. 2, Beloe more, No. 1, Gidrometeorologicheskie usloviya* (Hydrometeorology and Hydrochemistry of the Seas of the USSR, Vol. 2, White Sea, No. 1, Hydrometeorological conditions), B.Kh. Glukhovskogo (Ed.), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1991, 240 p.
- 5. Dobrovol'skii A.D., Zalogin B.S., *Morya SSSR* (Seas of USSR), Moscow: Izd-vo MGU, 1982, 192 p.
- Ionov V.V., Mai R.Í., Smagin R.É., Chislennaya gidrodinamicheskaya model' prilivnykh yavlenii v gube Keret' (Kandalakshskii zaliv, Beloe more) (Numeric hydrodynamic model of tidal phenomena in the Keret Bay (Kandalaksha Bay, White Sea)), *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*, 2015, Vol. 147, No. 2, pp. 22–37.
- 7. Kagan B.A., Romanenkov D.A., Effect of the nonlinear interaction of tidal harmonics on their spatial structure as applied to the system of the white and Barents Seas, *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*, 2007, Vol. 43, No. 5, pp. 655–662. DOI: 10.1134/S0001433807050131.
- 8. Lebedev S.A., Kostyanoy A.G., *Sputnikovaya al'timetriya Kaspiiskogo moray* (Satellite altimetry of the Caspian Sea), M.: Izd. tsentr "MORE" Mezhdunarodnogo instituta okeana, 2005, 366 p.
- Lebedev S.A., Sirota A.M., Medvedev D.P., Khlebnikova S.N., Kostyanoy A.G., Ginzburg A.I., Sheremet N.A., Kuz'mina E.V., Verifikatsiya dannykh sputnikovoi al'timetrii v pribrezhnoi zone evropeiskikh morei (Verification of satellite altimetry data in the coastal zone of the European Seas), *Sovremennye problemy distantsionnogo* zondirovaniya Zemli iz kosmosa, 2008, Vol. 5, No. 2, pp. 137–140.
- 10. May R.I., Lineinye i nelineinye prilivnye yavleniya v moryakh Evropeistkoi Arktiki (Linear and nonlinear tidal phenomena in the seas of the Arctic Evropeystkoy), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2008, No. 3 (80), pp. 115–125.
- 11. May R.I., Otsenka vklada razlichnykh nelineinykh effektov v formirovanie ostatochnykh prilivnykh yavlenii Belogo moray (Evaluation of the contribution of various non-linear effects in the formation of residual tidal phenomena White Sea), *Tr. GOIN*, 2004, Vol. 210, pp. 126–136.
- 12. May R.I., Fuks V.R., Östatochnye prilivnye yavleniya v Belom more (Residual tidal phenomena in the White Sea), *Proc. 9th Int. Conference "Problemy izucheniya, ratsional nogo ispol zovaniya i okhrany resursov Belogo moray"*, 11–14 October 2004, Petrozavodsk, Kareliya, Russia, Petrozavodsk, 2005, pp. 202–207.
- 13. Mastepanov A.M., Osvoenie uglevodorodnykh resursov Arktiki: nado li toropit'sya? (Development of hydrocarbon resources in the Arctic Region: is it so necessary to hurry?), *Problemy ekonomiki i upravleniya neftegazovym kompleksom*, 2014, No. 3, pp. 4–14.

- 14. Mikhailov V.N., Ust'ya rek Rossii i sopredel'nykh stran: proshloe, nastoyashchee i budushchee (The mouth of the rivers of Russia and neighboring countries: the past, present and future), Moscow: GEOS, 1997, 412 p.
- 15. Popov S.K., Lobov A.L., Elisov V.V., Batov V.I., A tide in the operational model for short-range forecast of current velocity and sea level in the Barents and White seas, Russian Meteorology and Hydrology, 2013, Vol. 38, No. 6, pp. 414–425. DOI: 10.3103/S106837391306006X.
- 16. Sgibneva L.A., Izmenchivosť garmonicheskikh postovannykh priliva kak sledstvie nelineinykh effektov (Variability harmonic constant tide as a result of non-linear effects), Trudy GOIN, 1981, Vol. 156, pp. 33-40.
- 17. Sistema Belogo morya. Tom I. Prirodnaya sreda vodosbora Belogo morya (White Sea System, Vol. I, The natural environment of the catchment area of the White Sea), A.P. Lisitsyn, I.A. Nemirovskaya, V.P. Shevchenko (Eds.), Moscow: Nauchnyi mir, 2010, 480 p.
- 18. Chuprov V.C., Uglevodorodnyi potentsial Pechorsko-Barentsevomorskogo basseina (Hydrocarbon potential of the Barents-Pechora Basin), Vestnik instituta geologii Komi nauchnogo tsentra Ural skogo otdeleniya RAN, 2008, No. 11, pp. 7-12.
- 19. Andersen O., Knudsen P., Stenseng L., The DTU13 MSS (mean sea surface) and MDT (mean dynamic topography) from 20 years of satellite altimetry, *International Association of Geodesy Symposia*, Berlin Heidelberg: Springer, 2015. DOI: 10.1007/1345_2015_182.
- 20. Benada J.R., PODAAC Merged GDR (TOPEX/Poseidon) Generation V User's Handbook, JPL D–11007, Version 2.0, Pasadena: JPL, 1997, 131 p.
- 21. Bronner E., Guillot A., Picot N., SARAL/AltiKa Products Handbook, SALP-MU-M-OP-15984-CN, Issue 2, Rev. 5, 2016, 86 pp
- 22. Dumont J.P., Rosmorduc V., Carrere L., Picot N., Bronner E., Couhern A., Guillot A., Desai S., Bonekamp H., Figa J., Scharroo R., Lilibridge J., Jason-3 Product Handbook, SALP-MU-M-OP-16118-CN, Edition 1.2, 2016, 70 p.
- 23. Dumont J.P., Rosmorduc V., Picot N., Desai S., Bonekamp H., Figa J., Lillibridge J., Scharroo R., OSTM/Jason-2 Products Handbook, CNES: SALP-MU-M-OP-15815-CN, EUMETSAT: EUM/OPS-JAS/MAN/08/0041, JPL: OSTM-29-1237, NOAA/NESDIS: Polar Series/OSTM J400, Issue 1., Rev. 8, CNES, EUMETSAT, JPL, 2011, 72 p.
- 24. Eanes R.J., Bettadpur S.V., Ocean tides from two years of TOPEX/POSEIDON altimetry, EOS Trans. AGU,
- Danes Rist, Detailpart S. V., Occan rides from two years of FOTERTOSEDFORV attinenty, Dos Trans. 1000, 1994, Vol. 75, No. 44, pp. 61.
 Egbert G.D., Erofeeva S.Y., Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 2002, Vol. 19, No. 2, pp. 183–204. DOI: 10.1175/1520-0426(2002)019 <0183:EIMOBO>2.0.CO;2.
 Egbert G.D., Tidal data inversion: Interpolation and Inference, *Progress in Oceanography*, 1997, Vol. 40, No. 1–4,
- pp. 53-80. DOI: 10.1016/S0079-6611(97)00023-2
- Envisat RA2/MWR Product Handbook, ESA, 2007, 204 p.
 Gilbert L., Baker S., Dolding C., Vernier A., Brockley D., Martinez B., Gaudelli J., Baker S., Féménias P., ERS Altimetry Reprocessed Products, REA-UG-PHB-7003, Issue 3.1, 2014, 80 p.
- 29. Jakobsson M., Grantz A., Kristofferse, Y., Macnab M., MacDonald R.W., Sakshaug E., Stein R., Jokat W., The Arctic Ocean: Boundary Conditions and Background Information, The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean, R. Stein, R.W. Macdonald (Eds.), Berlin: Springer, 2004, pp. 1–32. DOI: 10.1007/978-3-642-18912-8_1.
- 30. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y., The Arctic Ocean Tides, The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Glo*bal Environment*, O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland (Eds.), Geophysical Monograph No. 85, Washington: AGU, 1994, pp. 137–158. DOI: 10.1029/GM085p0137.
- 31. Lebedev S.A., Kostianov A.G., Ginzburg A.I., Medvedev D.P., Sheremet N.A., Shauro S.N., Satellite Altimetry Applications in the Barents and White Seas, Coastal Altimetry, S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (Eds.), Berlin, Springer-Verlag, 2011, pp. 389–416. DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_15.
- 32. Marchenko N., Russian Arctic Seas: navigational conditions and accidents, Springer Science & Business Media, 2012, 293 p. DOI: 10.1007/978-3-642-22125-5.
- 33. May R.I., Simulation of climate significant nonlinear tidal phenomena in the Euro Arctic seas, IEEE OCEANS'05 EUROPÉ Conference proceedings Oceanography, Modeling & Data, Processing Brest, France, 2005, Vol. 1, pp. 401–406. DOI: 10.1109/OCEANSE.2005.1511748.
- 34. McCarthy D.D., Petit G., IERS Technical Note 32, Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2004, 127 p.
- Padman L., Erofeeva S., Abarotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean, Geophys. Res. Letters, 2004, Vol. 31, 35. No. 2. DOI: 10.1029/2003GL019003.
- Petit G., Luzum B., IERS conventions (2010), IERS Technical Note 32, Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts 36
- Feitr G., Eduatin D., Ends conventions (2010), 1719 p.
 Ficot N., Case K., Desai S., Vincent P., AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products, SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D–21352 (PODAAC), Edition 4.1, AVISO, PODAAC, 2008, 130 p.
- 38. Rachold V., Eicken H., Gordeev V.V., Grigoriev, M.N. Hubberten H.-W., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Schirrmeister L., Modern Terrigenous Organic Carbon Input to the Arctic Ocean, The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean, R. Stein, R.W. Macdonald (Eds.), Berlin: Springer, 2004, pp. 33-55. DOI: 10.1007/978-3-642-
- 18912-8 2.
 39. Ray R.D., A Global Ocean Tide Model from TOPEX/Poseidon Altimetry: GOT99.2, NASA Technical Mem, NASA/ TM-1999-209478, Greenbelt: NASA GSFC, 1999, 58 p.
 CDU have d elimetal and for the total electron content in the ionosphere, J. Geophys.
- 40. Scharroo R., Smith W.H.F., A GPS-based climatology for the total electron content in the ionosphere, J. Geophys. Res., 2010, Vol. 115, No. A10. DOI: 10.1029/2009JA0014719.
- Stammer D., Ray R.D., Andersen O.B., Arbic B.K., Bosch W., Carrère L., Cheng Y., Chinn D.S., Dushaw B.D., Egbert G.D., Erofeeva S.Y., Fok H.S., Green J.A.M., Griffiths S., King M.A., Lapin V., Lemoine F.G., Luthcke S.B., Lyard F., Morison J., Müller M., Padman L., Richman J.G., Shriver J.F., Shum C.K., Taguchi E., Yi Y., Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models, *Reviews of Geophysics*, 2014, Vol. 52, No. 3, pp. 243–282. DOI: 10.1002/2014RG000450.
- 42. Tran N., Vandemark D., Chapron B., Labroue S., Feng H., Beckley B., Vincent P., New models for satellite altimeter sea state bias correction developed using global wave model data, J. Geophys. Res., 2006, Vol. 111, No. C9, C09009. DOI: 10.1029/2005JC003406.

43. Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Holm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., Mcnally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J., The ERA–40 reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2005, Vol. 131, Part B, No. 612, pp. 2961–3012. DOI: 10.1256/qj.04.176.