

## Сезонная изменчивость геострофических течений в Западной Антарктике по гидрологическим и спутниковым данным

На основе данных гидрологической базы *World Ocean Atlas-2009* и массива аномалий уровня океана за 1992 – 2010 гг. анализируется сезонная изменчивость геострофических течений на поверхности океана в Западной Антарктике. Проведено сопоставление результатов, полученных по разным методам расчета, комбинирующим среднемесячные, среднегодовые гидрологические данные и среднемесячные значения аномалий уровня океана. Показано, что в большинстве случаев при использовании разных методов получен качественно одинаковый характер сезонного сигнала. Выявлено, что в сезонном цикле скорости и широтного положения срединной большинства течений кроме основного годового сигнала проявляется и полугодовая периодичность. Подтверждена концепция о распространении сезонного сигнала в восточном направлении.

**Ключевые слова:** геострофические течения, аномалии уровня океана, сезонная изменчивость, Западная Антарктика.

### Введение

Многочисленные работы, посвященные исследованию течений и фронтов в Южном океане, показывают, что они представляют собой систему крупномасштабных зональных потоков восточного направления и соответствующих им климатических фронтов. Основными из них являются: Южно-Атлантическое, Южно-Тихоокеанское, Южно-Индийское течения (ЮАТ, ЮТТ, ЮИТ) и соответствующий им Южный субтропический фронт (ЮСБТФ), в структуре которого могут выделяться северная и южная ветви; три ветви Антарктического циркумполярного течения – Северная, Центральная и Южная (СВ, ЦВ и ЮВ АЦТ) и соответственно Субантарктический (САФ), Антарктический полярный (АПФ) фронты и Фронт Южной ветви Антарктического циркумполярного течения (ФЮВ АЦТ) [1]. У берегов Антарктиды выделяют также прибрежное течение западного направления, называемое Западным прибрежным течением (ЗПТ), которому соответствует Склонный прибрежный фронт [2]. В целом количество ветвей крупномасштабных течений, их среднее положение в Южном океане и номенклатура соответствующих им фронтов считаются установленным фактом и не вызывают особых дискуссий [3, 4]. В последние десятилетия в связи с пополнением массивов гидрологических и спутниковых данных, развитием дрейфтерных технологий, совершенствованием методов усвоения натуральных данных в океанических моделях активно исследуется изменчивость характеристик течений и фронтов на разных пространственно-временных масштабах. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в этом направлении, отмечается разный уровень изученности течений и фронтов по регионам. Наибольшее

© Ю.В. Артамонов, Е.А. Скрипалева, А.В. Федирко, 2013

внимание уделялось районам западных пограничных течений (Гольфстрим, Куроисио, Зона схождения Бразильского и Фолклендского течений), тропической зоне Мирового океана, Индоокеанскому и Тихоокеанскому секторам Южного океана, проливу Дрейка [5 – 15]. При этом выявленные закономерности изменчивости характеристик течений и фронтов сезонного и межгодового масштабов остаются предметом обсуждения. Это связано с тем, что авторы используют разные объемы гидрологических и спутниковых измерений, разные методы усвоения данных альтиметрии. Определение нормального сезонного цикла течений в Южном океане по контактными данным затруднено также из-за неравномерной обеспеченности гидрологическими измерениями по месяцам. Для зимних месяцев Южного полушария этих измерений крайне мало. Кроме того, оценки, выполненные по спутниковым данным за 1993 – 2001 гг., показали высокий уровень межгодовой изменчивости динамики вод, которая в полярных широтах сравнима с сезонной [12]. Вследствие этого в работах, базировавшихся на относительно коротких рядах наблюдений (менее 10 лет), межгодовая изменчивость, особенно на масштабах Эль-Ниньо (3–7 лет), сглаживалась слабо и климатический сезонный цикл воспроизводился не всегда корректно [5 – 8]. В настоящее время накоплен почти 20-летний ряд аномалий уровня океана (АУО), рассчитанных по данным спутниковых измерений альтиметрами. Осреднение этих аномалий по месяцам позволяет существенно сгладить межгодовые вариации. Использование среднемесячных климатических АУО совместно с современными гидрологическими данными дает возможность существенно продвинуться в нашем понимании закономерностей сезонной изменчивости течений.

В настоящей работе на основе наиболее полных массивов контактных и спутниковых данных исследуется сезонная изменчивость геострофических течений на поверхности океана в Западной Антарктике.

#### **Материалы и методика**

В работе использовались следующие массивы:

– климатический массив среднемесячных значений температуры и солености, приведенных с помощью процедур объективного анализа в узлы регулярной одноградусной сетки и на стандартные горизонты от поверхности до 1500 м, – *World Ocean Atlas-2009 (WOA-09)* [16];

– климатический массив среднемесячных значений АУО в узлах регулярной сетки с шагом  $1/3^\circ$  за декабрь 1992 – март 2010 гг. [17], в котором при расчете полей АУО были учтены поправки, определяемые методами спутниковой альтиметрии [18];

– массив данных спутниковых измерений температуры поверхности океана (ТПО) за 1985 – 2002 гг. со среднемесячным осреднением в узлах сетки с шагом  $54 \times 54$  км из архива *AVHRR Ocean Pathfinder Data JPL NOAA/NASA* [19].

По среднегодовым и среднемесячным гидрологическим данным массива *WOA-09* [16] для акватории Южного океана между  $30^\circ$  ю.ш. и берегом Антарктиды и между  $40$  и  $100^\circ$  з.д. в узлах одноградусной сетки были рассчитаны динамические высоты относительно отсчетной поверхности 1500 м. Под среднегодовыми значениями параметров понимаются их средние значения за

соответствующий временной период используемого массива. Данные массива АУО [17] также были проинтерполированы в узлы одноградусной сетки. Полученные среднемесячные и среднегодовые величины динамической высоты были просуммированы со среднемесячными значениями АУО. Далее вычислялись скорости течений на поверхности океана по стандартному геострофическому соотношению тремя способами: по разностям динамических высот, рассчитанных только по гидрологическим данным (метод 1); по разностям динамических высот, которые вычислялись как сумма среднегодовых значений динамических высот по гидрологическим данным и среднемесячных значений АУО по альтиметрическим данным (альтиметрическая добавка) (метод 2); так же, как в случае метода 2, но вместо среднегодовых значений динамических высот, рассчитанных по гидрологическим данным, использовали их среднемесячные значения (метод 3). Поскольку в Южном океане крупномасштабные течения носят преимущественно зональный характер, в данной работе основное внимание уделялось анализу зональной составляющей скорости течений  $U_0$ .

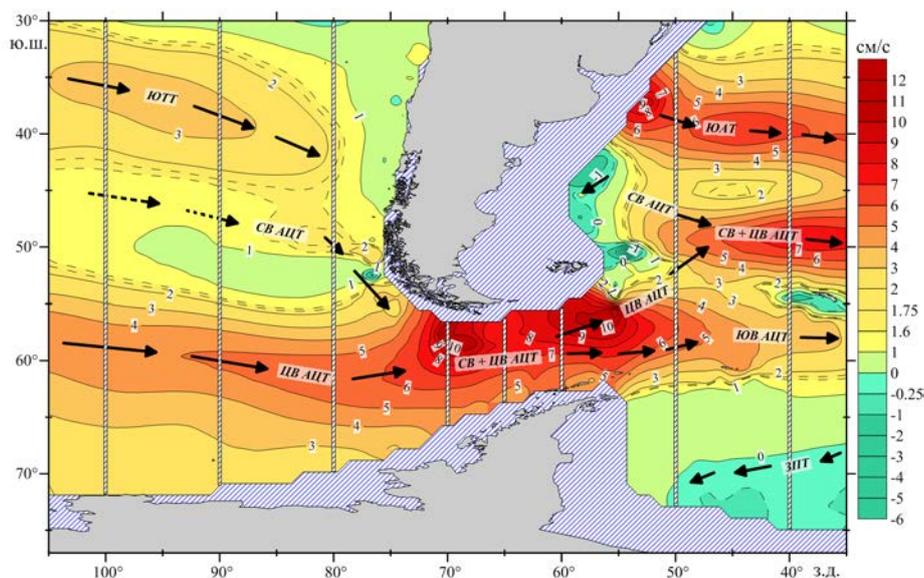
При анализе среднегодовой структуры крупномасштабных течений в качестве косвенных признаков использовались также распределения меридиональных градиентов ТПО (МГТ) и АУО (МГ АУО). На широтах, где располагаются основные ветви крупномасштабных течений, наблюдаются экстремальные меридиональные градиенты ТПО и АУО. При этом стречням восточных потоков, полученных по гидрологическим данным, соответствуют максимумы положительных МГ АУО и отрицательных МГТ.

Расчеты отношения среднеквадратических отклонений (СКО) АУО на внутригодовом и межгодовом масштабах изменчивости, выполненные ранее в работе [12] и повторенные нами с использованием более длительного ряда альтиметрических данных, подтвердили, что на большей части исследуемой акватории это отношение изменяется в пределах 0,8 – 1,0. В зонах крупномасштабных течений (ЮАТ, ЮТТ), на Патагонском шельфе, на северной периферии Круговорота моря Уэдделла уровень сезонной изменчивости сравним с уровнем межгодовой изменчивости, а иногда и превышает его. В среднем по всей рассматриваемой акватории вклад сезонных колебаний в общую дисперсию среднемесячных значений АУО составляет не менее 45 – 50%. Это дает основания полагать, что сезонные вариации достаточно четко проявятся в усредненных за 18 лет среднемесячных полях АУО.

### **Основные результаты**

**Среднегодовая геострофическая циркуляция по гидрологическим и спутниковым данным.** Анализ среднегодового поля зональной составляющей геострофической скорости в восточной части Тихоокеанского и западной части Атлантического секторов Южного океана показывает, что наиболее сложная структура течений наблюдается в западной части Атлантического сектора Антарктики. Здесь прослеживаются несколько струй зональных потоков (рис. 1). Самый северный ( $37 - 42^\circ$  ю.ш.) соответствует ЮАТ. Южнее, примерно между  $48$  и  $52^\circ$  ю.ш., наблюдается интенсивный зональный поток, который образуется в результате схождения СВ и ЦВ АЦТ. Третий поток, соответствующий ЮВ АЦТ, прослеживается между  $55$  и  $60^\circ$  ю.ш.

В южной части моря Уэдделла отмечается слабое течение западного направления – ЗПТ. Максимальные среднегодовые климатические скорости (до 12 см/с) наблюдаются в проливе Дрейка (рис. 1).



**Р и с. 1.** Среднегодовое поле зональной составляющей геострофической скорости (см/с), рассчитанное по гидрологическим данным массива WOA-09 относительно отсчетной поверхности 1500 м (стрелками схематично показано положение основных течений; жирные линии – меридианы, на которых анализировалась сезонная изменчивость течений; области, где глубина меньше 1500 м, заштрихованы)

Анализ меридиональных среднегодовых профилей зональных скоростей течений, рассчитанных по гидрологическим и альтиметрическим данным (методы 1 и 2) (рис. 2, а, б), МГТ (рис. 2, в) и МГ АУО (рис. 2, г), вычисленных по спутниковым данным, выявил качественно одинаковые пространственные структуры, которые также можно связать с известными звеньями крупномасштабной циркуляции и климатическими фронтами. Положение анализируемых профилей показано на рис. 1.

В Атлантическом секторе вдоль 40° з.д. по гидрологическим данным выделяются три основных максимума скорости. Первый располагается на 40° ю.ш. и представляет собой стрежень ЮАТ (рис. 2, а). По спутниковым данным ТПО на этой широте наблюдается максимум отрицательных МГТ, соответствующий ЮСБТФ (рис. 2, в). Отметим, что по расчетам с привлечением альтиметрических данных в пределах этого максимума выделяются три отдельных потока. Два более слабых северных потока соответствуют рециркуляционным ветвям Бразильского течения (РВ БТ), более интенсивный южный – ЮАТ или ЮСБТФ (рис. 2, б). Следующий интенсивный максимум геострофической скорости наблюдается в районе 50° ю.ш. и представляет собой единый поток, образующийся в результате схождения СВ и ЦВ АЦТ (СВ+ЦВ АЦТ) (рис. 2, а, б). На этой широте выделяется самый большой экстремум МГТ, который также является результатом слияния САФ и АПФ



На  $50^\circ$  з.д. между  $35$  и  $40^\circ$  ю.ш. по гидрологическим данным также прослеживается максимум скорости восточного течения, соответствующий ЮАТ (рис. 2, а). По альтиметрическим данным в этом широтном диапазоне, как и на меридиане  $40^\circ$  з.д., выделяются РВ БТ, соответствующая Фронту Бразильского течения (ФБТ), и ЮАТ или ЮСБТФ (рис. 2, б). Северная и Центральная ветви АЦТ на этом меридиане расходятся, при этом максимум скорости в районе  $50^\circ$  ю.ш. представляет собой СВ АЦТ или САФ, а максимум примерно на широте  $58^\circ$  ю.ш. – ЦВ АЦТ или АПФ (рис. 2, а – в). Расчеты с привлечением альтиметрических данных, анализ МГТ и МГ АУО позволили выделить на этом меридиане в широтном диапазоне от  $61$  до  $65^\circ$  ю.ш. слабый поток восточного направления, соответствующий ЮВ АЦТ (рис. 2, б – з).

В регионе пролива Дрейка ( $60 - 70^\circ$  з.д.) наиболее четко проявляется один максимум восточного потока. Известно [1, 4], что здесь наиболее интенсивные СВ и ЦВ АЦТ подходят близко друг к другу на расстояние, сравнимое с масштабом расчетной сетки, используемой в данной работе. В результате пространственного сглаживания эти ветви АЦТ прослеживаются в виде общего потока. В то же время на профилях МГТ вследствие более высокой пространственной дискретности спутниковых данных ТПО на этих меридианах наблюдаются три экстремума, соответствующие САФ, АПФ и ФЮВ АЦТ (рис. 2, в). На распределениях МГ АУО также можно выделить три отдельные ветви АЦТ (рис. 2, з).

Далее на запад в Тихоокеанском секторе между  $80$  и  $100^\circ$  з.д. снова выделяются несколько максимумов скорости. По гидрологическим данным наиболее интенсивный располагается между  $60$  и  $65^\circ$  ю.ш. и характеризует ЦВ АЦТ. Относительно слабый максимум восточного потока, соответствующий СВ АЦТ, наблюдается только вдоль  $80^\circ$  з.д. на  $50^\circ$  ю.ш. Далее к западу он размывается, при этом усиливается максимум между  $40$  и  $30^\circ$  ю.ш., соответствующий ЮТТ (рис. 2, а). По расчетам с привлечением альтиметрической добавки СВ АЦТ прослеживается во всем Тихоокеанском секторе, кроме того, на  $58^\circ$  ю.ш., севернее ЦВ АЦТ, выделяется еще одна ветвь АЦТ. Отметим, что спутниковые данные по альтиметрии и ТПО указывают также на наличие нескольких ветвей и в структуре ЮТТ и соответственно ЮСБТФ (рис. 2, б – з). На юге между  $60$  и  $65^\circ$  ю.ш. наблюдается еще один максимум, который может свидетельствовать о присутствии ЮВ АЦТ. В поле ТПО здесь также отмечается экстремум МГТ, соответствующий ФЮВ АЦТ (рис. 2, б, в).

Подчеркнем, что стрежни восточных потоков, полученных по гидрологическим данным, не всегда совпадают по широте с максимумами положительных МГ АУО (рис. 2, а, з). Это может быть обусловлено тем, что при использовании динамического метода учитывается только бароклиническая составляющая течения, а спутниковый альтиметр фиксирует бароклиническую и баротропную составляющие потока. Принимая во внимание, что МГ АУО определяют величину суммарного наклона уровня в зоне течения и тем самым характеризуют его интенсивность, этот косвенный признак также был использован при анализе сезонного цикла течений.

**Сезонная изменчивость геострофической циркуляции по гидрологическим и спутниковым данным.** Анализ сезонной изменчивости МГ АУО показал, что основные экстремумы, положение которых близко к положению

крупномасштабных течений, сохраняются в течение года, хотя их интенсивность и широтное положение существенно изменяются от месяца к месяцу. Отметим, что сезонные изменения АУО в зонах крупномасштабных потоков качественно отражают сезонный цикл течений, но несут в себе погрешность, связанную с определением среднего уровня океана. Другая погрешность может возникать при идентификации того или иного максимума МГ АУО как соответствующего течения. Критерием при таком выборе являлся широтный диапазон положения стрежня течения, определяемый другими методами. В случаях, когда основной экстремум МГ АУО, соответствующий анализируемому течению, монотонно смещался от месяца к месяцу за пределы его типичного широтного диапазона, выбирались более слабые экстремумы МГ АУО, расположенные в пределах этого диапазона.

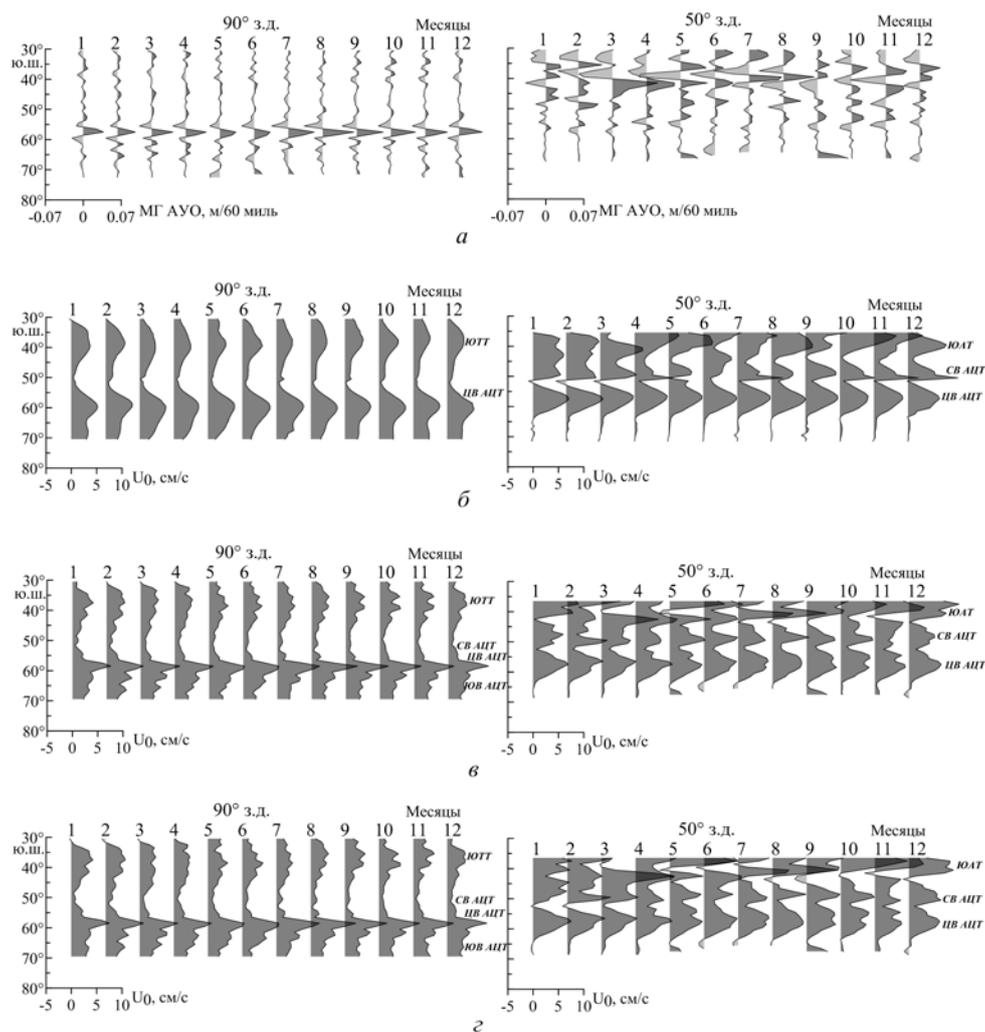
Исследование изменчивости течений с использованием гидрологических данных и альтиметрической добавки представляется более надежным. Этот прием позволил получить ряд новых результатов при изучении динамики вод в Индийском и Атлантическом океанах [8, 12]. Далее в работе мы будем одновременно рассматривать четыре варианта оценок сезонной изменчивости циркуляции вод. Ниже представлены примеры широтно-временных распределений МГ АУО и зональных геострофических скоростей течений, рассчитанных тремя методами, в Тихоокеанском (90° з.д.) и Атлантическом (50° з.д.) секторах Южного океана (рис. 3).

В общем случае представленные распределения показывают, что генеральная структура зональных потоков, наблюдающаяся на среднегодовых профилях, сохраняется на протяжении всего года. По всем вариантам геострофических расчетов для всех месяцев прослеживаются основные максимумы скорости, соответствующие ЮАТ, ЮТТ, СВ, ЦВ и ЮВ АЦТ. Вместе с тем для отдельных течений сезонные циклы зональной составляющей скорости, рассчитанной тремя методами с привлечением гидрологических данных, в некоторых случаях существенно отличаются от сезонных циклов, полученных по косвенным оценкам с использованием МГ АУО.

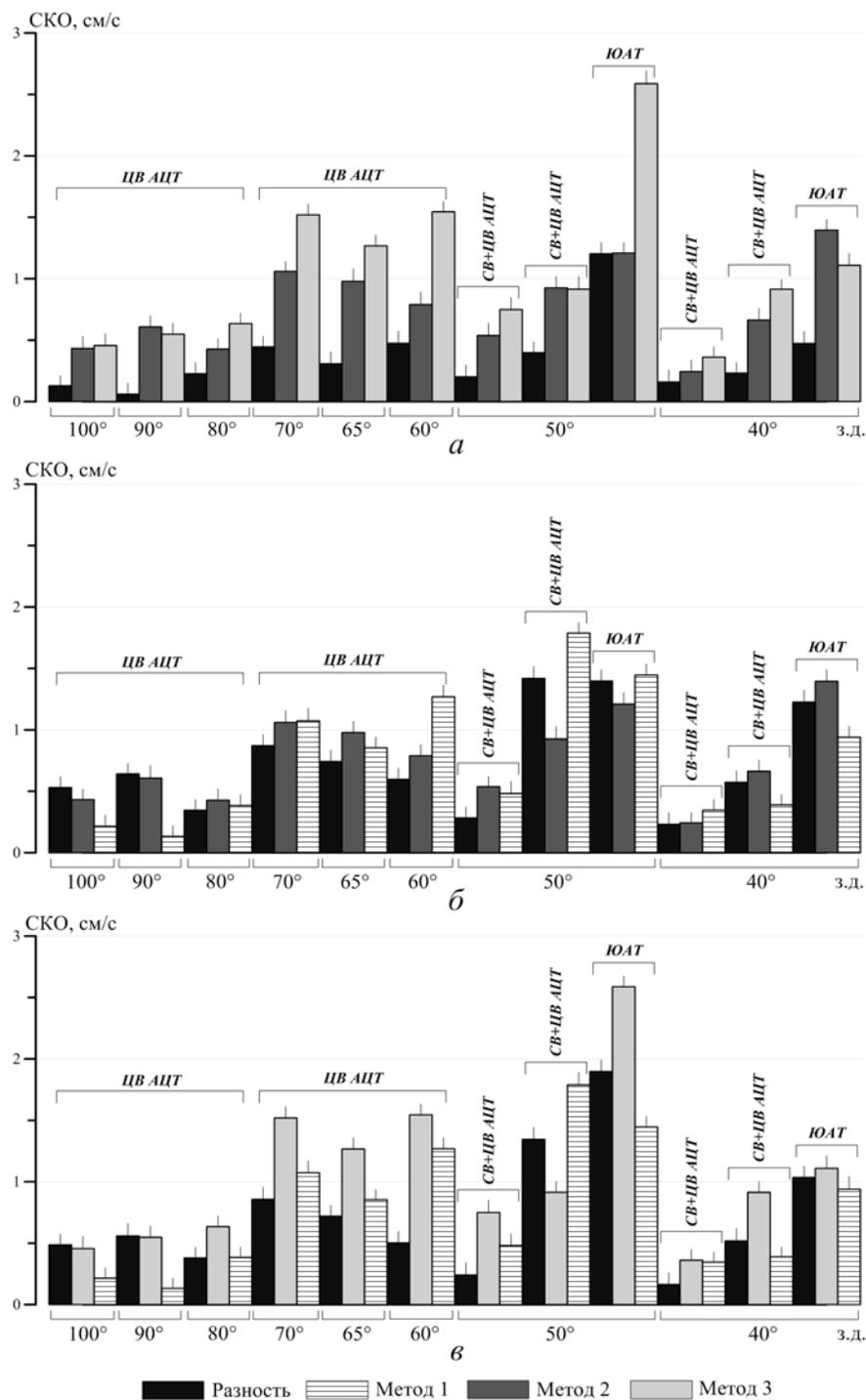
Рис. 4 иллюстрирует распределение значений внутригодовых СКО скоростей основных течений на разных меридианах, полученных методами 1 – 3, и СКО величин разности этих скоростей.

Значения СКО разности скоростей, рассчитанных по среднегодовым (метод 2) и среднемесячным (метод 3) гидрологическим данным со среднемесячной альтиметрической добавкой, минимальны (рис. 4, а). Это свидетельствует о том, что эти методы дают наиболее близкие результаты. При этом в случае среднегодовых гидрологических данных (метод 2) форма сезонного сигнала определяется только среднемесячной альтиметрической добавкой. В случае среднемесячных гидрологических данных (метод 3) сезонный цикл скорости является результатом суммы сезонных колебаний значений среднемесячной альтиметрической добавки и среднемесячного гидрологического уровня. Этот уровень существенно зависит от обеспеченности данными, которая, в свою очередь, может влиять на форму суммарного сезонного сигнала скорости по методу 3. Несовпадение фаз сезонных циклов скоростей, рассчитанных по методам 2 и 3, наблюдается в большинстве случаев. ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2013, № 6

танных по альтиметрическим и гидрологическим данным, в связи с недостаточным количеством последних может приводить к искажению суммарного сезонного сигнала. Качественно одинаковый характер сезонных циклов скоростей течений по двум независимым расчетам может свидетельствовать о хорошей среднемесячной обеспеченности гидрологическими данными в исследуемом районе. В случае существенных различий сезонных сигналов, рассчитанных по методам 2 и 3, предпочтение отдавалось результатам, полученным по методу 2, по которому форма сезонного сигнала определяется только альтиметрической добавкой, вычисленной по спутниковым данным с более высоким пространственно-временным разрешением, чем среднемесячные гидрологические данные.

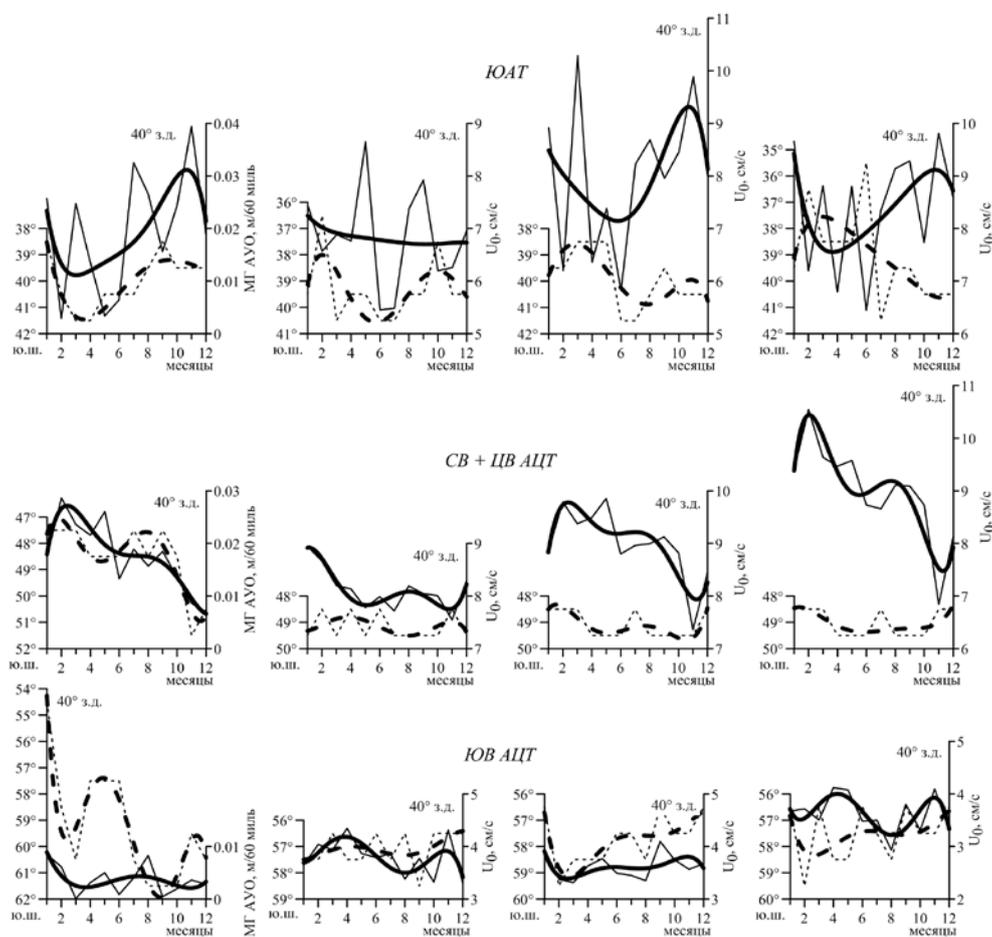


**Р и с. 3.** Среднемесячные профили МГ АУО (а) и зональной скорости  $U_0$ , рассчитанной по методам 1 (б), 2 (в) и 3 (з), вдоль  $90^\circ$  з.д. (слева) и  $50^\circ$  з.д. (справа)

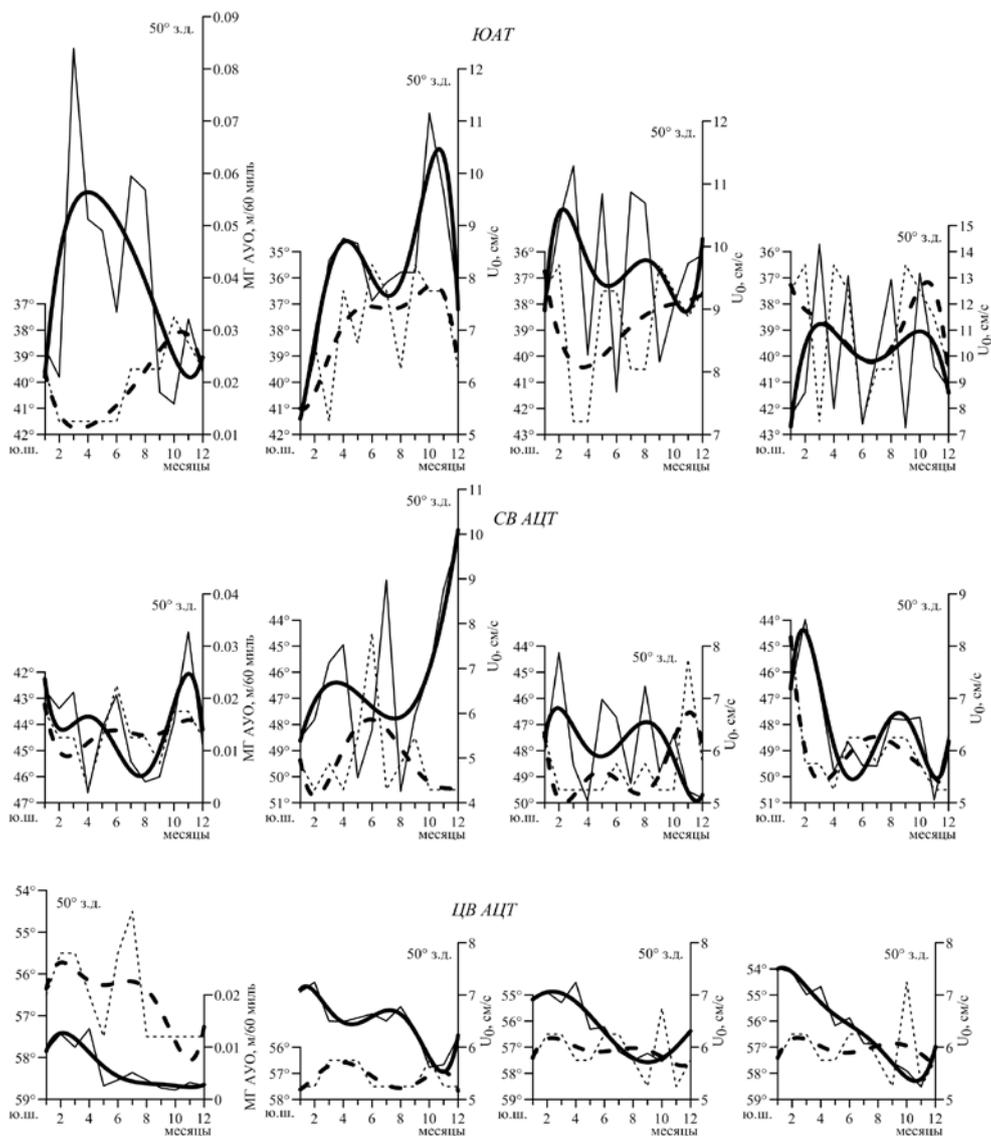


**Р и с. 4.** Внутригодовые СКО величин скоростей течений  $U_0$ , рассчитанных по методам 1 – 3 ( $U_{01}$ ,  $U_{02}$ ,  $U_{03}$ ), и СКО величин разностей этих скоростей: *а* – СКО  $U_{03}$  и  $U_{02}$  и СКО ( $U_{02} - U_{03}$ ), *б* – СКО  $U_{01}$  и  $U_{02}$  и СКО ( $U_{02} - U_{01}$ ), *в* – СКО  $U_{01}$  и  $U_{03}$  и СКО ( $U_{03} - U_{01}$ )

На рис. 5 – 8 показаны внутригодовой ход величин МГ АУО, зональной скорости  $U_0$ , рассчитанной по методам 1 – 3, и положения стрежней основных течений на разных меридианах. Для подавления шумов и выявления основных закономерностей сезонных циклов характеристик течений фактические кривые были сглажены полиномом 5-й степени. В Атлантическом секторе на  $40^\circ$  з.д. по трем видам расчетов (МГ АУО, методы 2 и 3) основной максимум скорости ЮАТ наблюдается в ноябре, тогда как по методу 1 (только гидрологические данные) сезонный ход выражен менее четко, а максимум смещается на январь (рис. 5). Для единого потока СВ+ЦВ АЦТ по всем расчетам сезонный сигнал качественно одинаков с наличием двух максимумов скорости – основной наблюдается в феврале, второй, более слабый, отмечается в августе. Полугодовой сигнал сохраняется и в изменчивости ЮВ АЦТ, при этом сезонные вариации скорости ослабевают. Отметим, что наступление основного максимума по распределениям МГ АУО и скорости по методу 2 отмечается в январе, а по методам 1 и 3 – в апреле.

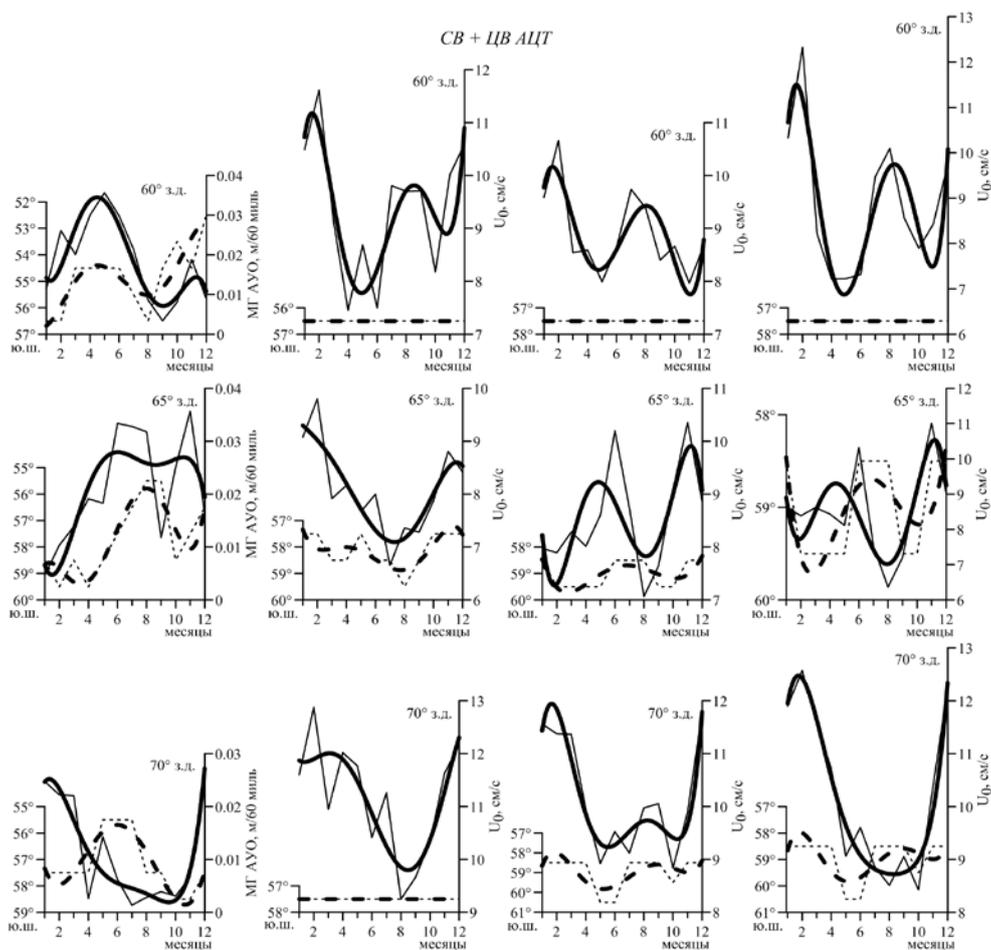


**Р и с. 5.** Внутригодовой ход (слева направо) величин МГ АУО и скорости  $U_0$  по методам 1 – 3 (сплошные линии) и положения стрежней основных течений (штриховые линии) ЮАТ и ветвей АЦТ вдоль  $40^\circ$  з.д. (жирные кривые – сглаживание полиномом 5-й степени)



Р и с. 6. То же, что на рис. 5, вдоль 50° з.д.

На 50° з.д. наблюдаются большие различия в сезонном цикле скоростей течений, определяемых разными методами. Особенно сильно различаются формы сезонного сигнала МГ АУО и скорости по методу 1 (рис. 6). Лучше всего согласуются результаты по методам 2 и 3, которые показывают, что основной максимум скорости для всех течений (ЮАТ, СВ и ЦВ АЦТ) наблюдается летом и в начале осени Южного полушария (январь – март). Для ЮАТ и СВ АЦТ отмечается полугодовая периодичность со вторым максимумом скорости в августе – сентябре.

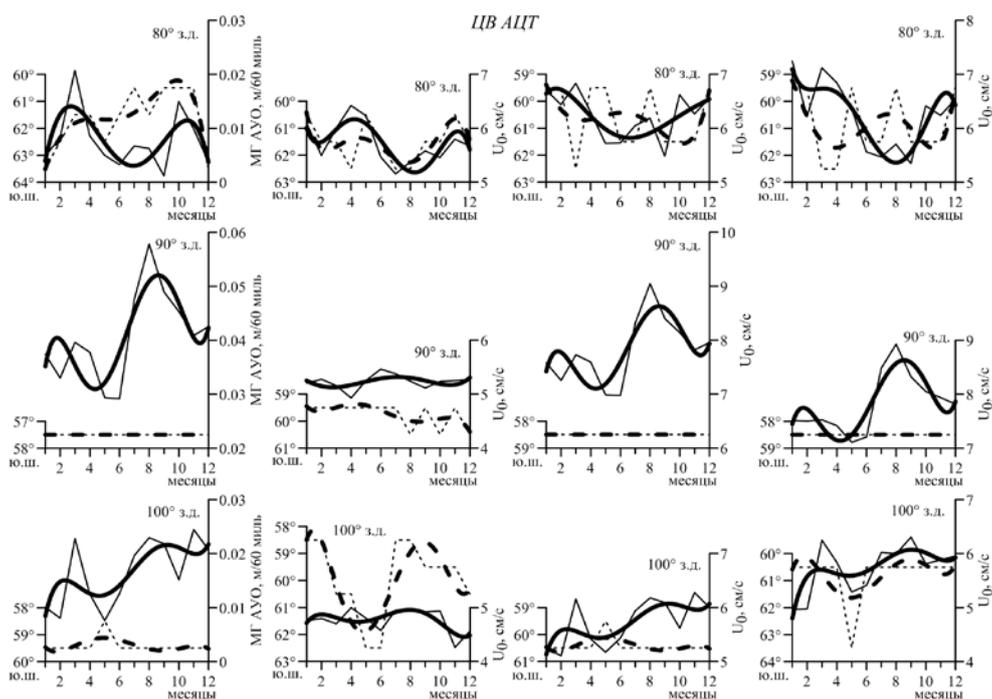


Р и с. 7. То же, что на рис. 5, для общего потока СВ и ЦВ АЦТ вдоль 60, 65 и 70° з.д.

В проливе Дрейка (60 и 65° з.д.) также лучше согласуются результаты по методам 2 и 3 (рис. 7). Здесь для общего потока СВ и ЦВ АЦТ отмечается наибольшая амплитуда сезонных колебаний скорости, в изменчивости которой прослеживается интенсивный полугодовой сигнал. Причем как для основного, так и для второго максимума отмечается заметный временной сдвиг в восточном направлении: они наблюдаются соответственно в ноябре и мае на 65° з.д. и в феврале и августе на 60° з.д. Далее на запад (70° з.д.) в изменении скорости по всем вариантам расчетов полугодовой сигнал практически исчезает, при этом сохраняется высокая амплитуда сезонных колебаний скорости с основным максимумом в феврале – марте (рис. 7).

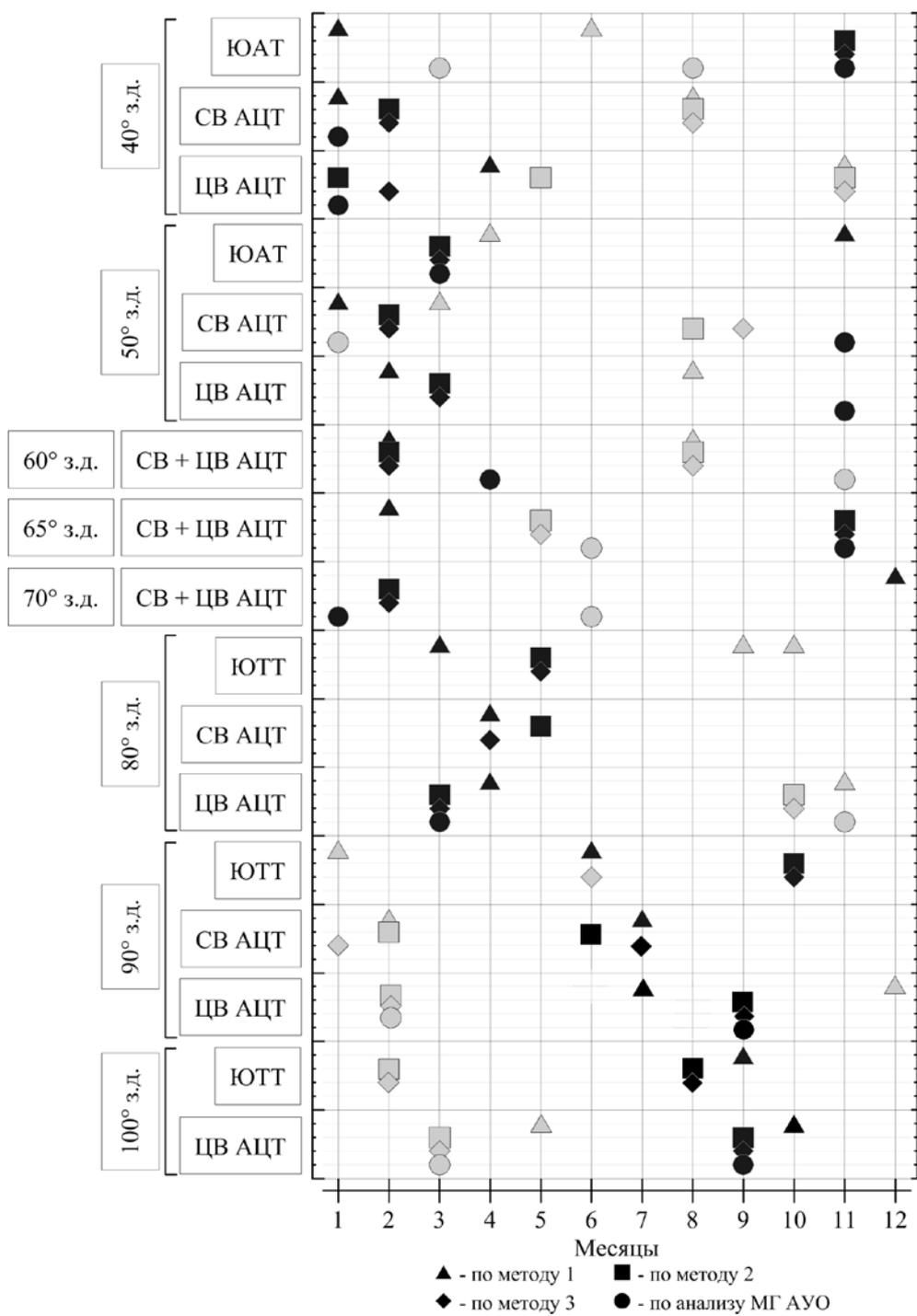
В Тихоокеанском секторе сезонные колебания скоростей течений заметно ослабевают. В изменении скорости самой интенсивной ЦВ АЦТ возрастает вклад полугодовой гармоник (рис. 8). На 80° з.д. по всем вариантам расчетов основной максимум наблюдается в марте – апреле, второй – в ноябре. Западнее (90 и 100° з.д.) расчеты только по гидрологическим данным (метод 1) показывают слабый сезонный сигнал в изменении скорости, что в значи-

тельной степени может быть связано с низкой обеспеченностью контактными измерениями в этом районе и, как следствие, с сильным пространственно-временным сглаживанием используемого гидрологического массива. В то же время результаты с применением альтиметрических данных (МГ АУО и методы 2 и 3) выявляют заметную сезонную изменчивость скорости и хорошо согласуются между собой. Это обусловлено тем, что характер сезонного сигнала в данном случае определяется преимущественно альтиметрической добавкой. По этим данным основной максимум скорости наблюдается в сентябре, второй — в феврале – марте. Отметим, что здесь время наступления основного максимума отмечается на несколько месяцев раньше (сентябрь) по сравнению с регионом пролива Дрейка (февраль – март). Это может быть подтверждением того, что распространение сезонного сигнала происходит на восток из Тихого океана через пролив Дрейка в Атлантику.



**Р и с. 8.** То же, что на рис. 5, для ЦВ АЦТ вдоль 80, 90 и 100° з.д.

На рис. 9 приведены месяцы наступления максимумов скоростей основных течений, рассчитанных разными методами. Несмотря на отмеченные выше различия, можно проследить тенденцию к интенсификации течений в теплое время года в Атлантике и проливе Дрейка. Это усиление течений в Атлантическом секторе отмечали и другие авторы как по результатам обработки контактных измерений [20], так и по спутниковым данным [21]. В Тихоокеанском секторе интенсификация течений наступает раньше: в конце зимы – начале весны.



**Р и с. 9.** Месяцы наступления максимумов скорости основных течений на разных меридианах по методам 1 – 3 и по анализу МГ АУО (месяцы наступления основных максимумов скорости отмечены черным цветом, вторичных максимумов – серым)

Анализ сезонных смещений стрежней основных течений показал, что, как и в случае изменчивости скорости, лучше всего согласуются результаты, полученные по методам 2 и 3. В сезонной изменчивости широтного положения стрежней течений, как и в изменениях скорости, выявлен заметный сигнал с наличием годовой и полугодовой периодичности. Вместе с тем эта изменчивость носит более сложный характер, что в значительной степени может быть связано с относительной удаленностью рассматриваемого региона от крупномасштабных антициклонических круговоротов Южного полушария, имеющих хорошо выраженный годовой ход в положении их границ [22]. Кроме того, этот район является пограничной областью между двумя океанами, в которой может наблюдаться суперпозиция разных сезонных сигналов.

Наибольшая амплитуда широтных смещений отмечается на  $50^\circ$  з.д. для ЮАТ, где она достигает по разным методам расчетов  $4 - 6^\circ$  широты. Здесь наиболее сильно сказывается влияние Южного субтропического антициклонического круговорота, южная граница которого в первую половину года смещается на юг. Минимальная сезонная изменчивость широтного положения ( $1 - 2^\circ$  широты) наблюдается в проливе Дрейка ( $60^\circ$  з.д.) для общего потока СВ и ЦВ АЦТ. В Тихоокеанском секторе, за исключением  $90^\circ$  з.д., амплитуда сезонных смещений стрежней течений снова возрастает до  $2 - 4^\circ$  широты. На  $90^\circ$  з.д., где ЦВ АЦТ проходит вдоль северной границы котловины Беллингаузена, сезонные колебания ее широтного положения уменьшаются до  $1 - 2^\circ$ .

В завершение анализа закономерностей сезонного цикла характеристик течений отметим, что, за исключением отдельных месяцев, наблюдаются различия в абсолютных значениях скоростей и широт, на которых расположены течения, полученные разными методами, хотя сама форма сезонного сигнала в большинстве случаев качественно совпадает. Причины расхождений между результатами по гидрологическим и спутниковым данным подробно анализировались в работе [12]. С одной стороны, это погрешности спутниковой альтиметрии, с другой, – недостатки динамического метода, а также различная обеспеченность обоих массивов измерениями. Наибольшие отличия от других методов дают расчеты, выполненные только по гидрологическим данным. Хорошо согласуются результаты, полученные с использованием данных спутниковой альтиметрии (методы 2 и 3).

### **Выводы**

Выполненные расчеты подтвердили, что дополнение контактных измерений спутниковыми данными дает широкие возможности для исследования изменчивости циркуляции вод в Южном океане, где инструментальных измерений течений и контактных гидрологических данных крайне мало. Проведенное сопоставление сезонных циклов течений, полученных по разным методам (по гидрологическим данным, по среднемесячным и среднегодовым гидрологическим данным со среднемесячной альтиметрической добавкой, с помощью анализа меридиональных градиентов АУО), показало, что, несмотря на имеющиеся различия, в большинстве случаев форма сезонного сигнала качественно одинакова.

Выявлено, что в сезонном цикле скорости и положения стречней большинства течений кроме основного годового сигнала проявляется и полугодовая периодичность. Показано, что максимальная амплитуда сезонных колебаний скорости течений отмечается в проливе Дрейка для общего потока СВ и ЦВ АЦТ, минимальная – в Тихоокеанском секторе для ЦВ АЦТ. Наибольший размах сезонных смещений широтного положения прослеживается для ЮАТ в западном секторе Атлантики, наименьший – для общего потока СВ и ЦВ АЦТ в проливе Дрейка и для ЦВ АЦТ в Тихоокеанском секторе, где она проходит вдоль северной границы котловины Беллинсгаузена.

Установлено, что основной максимум скорости в западной части Атлантического сектора Южного океана и в районе пролива Дрейка наблюдается преимущественно во второй половине лета и в начале осени Южного полушария. В Тихоокеанском секторе западнее 80° з.д. основной максимум отмечается в конце зимы – начале весны. Запаздывание времени наступления максимумов скорости в Атлантическом секторе относительно Тихоокеанского может свидетельствовать о распространении сезонного сигнала в восточном направлении.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Peterson R.G., Stramma L.* Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean // *Prog. Oceanogr.* – 1991. – 26. – P. 1 – 73.
2. *Саруханян Э.И., Смирнов Н.П.* Водные массы и циркуляция Южного океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
3. *Артамонов Ю.В., Булгаков Н.П., Ломакин П.Д.* Фронты Атлантического сектора Южного океана (обзор литературы). – Севастополь, 1999. – 68 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ).
4. *Артамонов Ю.В., Булгаков Н.В., Ломакин П.Д.* Циркуляция вод деятельного слоя Южной Атлантики. – Севастополь, 2001. – 86 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ).
5. *Chelton D.B., Schlax M.G., Witter D.L. et al.* Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1990. – 95, № C10. – P. 17,877 – 17,903.
6. *Didden N., Schott F.* Eddies in the North Brazil Current retroflexion region observed by Geosat altimetry // *Ibid.* – 1993. – 98. – P. 20,121 – 20,131.
7. *Park Y.-H., Gambéroni L.* Large-scale circulation and its variability in the South Indian Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry // *Ibid.* – 1995. – 100, № C12. – P. 24,911 – 24,929.
8. *Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А. и др.* Фронты и мезомасштабная изменчивость в южной части Индийского океана по альтиметрическим данным TOPEX/POSEIDON и ERS-2 // *Океанология.* – 2003. – 43, № 5. – С. 671 – 682.
9. *Park Y.-H.* Determination of the surface geostrophic velocity field from satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109, № C05006. – doi: 10.1029/2003JC002115.
10. *Brachet S., Le Traon P.Y., Le Provost C.* Mesoscale variability from a high-resolution model and from altimeter data in the North Atlantic Ocean // *Ibid.* – 2004. – 109, № C12025. – doi:10.1029/2004JC002360.
11. *Losch M., Schroter J.* Estimating the circulation from hydrography and satellite altimetry in the Southern Ocean: limitations imposed by the current geoid models // *Deep-Sea Res.* – 2004. – 1, № 51. – P. 1131 – 1143.

12. *Артамонов Ю.В.* Сезонная изменчивость геострофических течений Атлантического океана по альтиметрическим данным // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 3. – С. 60 – 71.
13. *Cunningham S., Pavic M.* Surface geostrophic currents across the Antarctic circumpolar current in Drake Passage from 1992 to 2004 // Progr. Oceanogr. – 2007. – № 73. – P. 296 – 310.
14. *Lebedev S.A., Sirota A.M.* Oceanographic investigation in the Southeastern Pacific Ocean by satellite radiometry and altimetry data // Adv. in Space Res. – 2007. – 39. – P. 203 – 208.
15. *Deng X., Hwang C., Coleman R. et al.* Seasonal and interannual variations of the Leeuwin Current off Western Australia from TOPEX/POSEIDON satellite altimetry // Terr. Atmos. Ocean. Sci. – 2008. – 19, № 1 – 2. – P. 135 – 149.
16. [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr\\_woa09.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html).
17. <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/sea-surface-height-products/global/msla-mean-climatology/index.html#c7276>.
18. *Le Traon P.Y., Nadal F., Ducet N.* An improved mapping method of multisatellite altimeter data // J. Atmos. Ocean. Technol. – 1998. – 15. – P. 522 – 533.
19. <http://podaac.jpl.nasa.gov/woce/woce3>.
20. *Булгаков Н.П., Бибик В.А., Джиганишин Г.Ф.* Циркуляция вод в проливе Дрейка и западной части Атлантического сектора Антарктики в летнее время // Бюл. УАЦ. – 2000. – № 3. – С. 110 – 118.
21. *Зимин А.В.* Использование данных спутниковой альтиметрии для мониторинга динамических процессов в море Скотия и задач промыслового прогнозирования // Исследование Земли из космоса. – 2005. – № 3. – С. 66 – 72.
22. *Артамонов Ю.В.* Влияние крупномасштабного поля ветра на сезонную изменчивость циркуляции вод и поверхностных водных масс в Южной Атлантике // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – С. 211 – 213.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
E-mail: artam-ant@yandex.ru

Материал поступил  
в редакцию 17.04.12  
После доработки 22.06.12

**АНОТАЦІЯ** На основі даних гідрологічної бази *World Ocean Atlas-2009* та масиву аномалій рівня океану за 1992 – 2010 рр. аналізується сезонна мінливість геострофічних течій на поверхні океану в Західній Антарктиці. Проведено зіставлення результатів, отриманих різними методами розрахунку, які комбінують середньомісячні, середньорічні гідрологічні дані та середньомісячні значення аномалій рівня океану. Показано, що в більшості випадків при використанні різних методів отримано якісно однаковий характер сезонного сигналу. Виявлено, що в сезонному циклі швидкості та широтного положення стрижнів більшості течій крім основного річного сигналу проявляється й піврічна періодичність. Підтверджено концепцію про поширення сезонного сигналу в східному напрямку.

**Ключові слова:** геострофічні течії, аномалії рівня океану, сезонна мінливість, Західна Антарктика.

**ABSTRACT** Based on hydrological *World Ocean Atlas-2009* data and the sea level anomalies data for 1992 – 2010, seasonal variability of surface geostrophic currents in the Western Antarctic is analyzed. The results obtained by various calculation methods combining monthly-average and annual-average hydrological data, and monthly-average values of the sea level anomalies are compared. It is shown that application of various methods in most cases yields qualitatively identical character of a seasonal signal. It is revealed that in the seasonal speed cycle and in the latitudinal position of the majority of currents, semi-annual periodicity is manifested in addition to the basic annual signal. The concept of the eastward propagation of the seasonal signal is confirmed.

**Keywords:** geostrophic currents, sea level anomalies, seasonal variability, Western Antarctic.