

Уточнение границ Южного океана и Антарктического циркумполярного течения по данным дистанционного зондирования

С.А. Лебедев^{1,2}, С.Н. Шауро¹

¹ Геофизический центр РАН

117296, Москва, Молодежная, 3

E-mail: lebedev@wdcb.ru

² Институт космических исследований РАН

117997, Москва, Профсоюзная, 84/32

E-mail: sergey_a_lebedev@mail.ru

Анализ временной изменчивости температуры поверхности океана позволил уточнить пространственное положение северной границы Южного океана, а анализ аномалий уровня океана, рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии – границы Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). Показано, что выделение границ АЦТ как изолиний в поле средней динамической топографии 112 см и 30 см (северной и южной соответственно).

Ключевые слова: Южный океан, Антарктическое циркумполярное течение, границы, температура поверхности океана, аномалии уровня, спутниковая радиометрия, спутниковая альтиметрия.

Введение

Южный океан (ЮО) представляет собой обширную физико-географическую область Мирового океана с самостоятельной системой циркуляции вод, характерной структурой водных масс, системой зонально-расположенных фронтальных зон, наличием дрейфующих морских льдов и айсбергов (Клепиков и др., 1985).

Выделение ЮО в самостоятельный водный объект было продиктовано не только расширением и углублением знаний о природе южной полярной области, но и удобством описания явлений этой огромной акватории Мирового океана как самостоятельного физико-географического объекта.

Южная граница ЮО определяется береговой чертой Антарктиды. За северную границу ЮО принята линия, проходящая через южные оконечности Африки, Южной Америки и Австралии (Корт и др., 1964) (рис. 1). Положение этой границы соответствует орографическим признакам. Она максимально приближена к зоне субтропической конвергенции, которая отделяет теплые и соленые субтропические воды от более холодных и распресненных вод ЮО и проходит приблизительно по 40...50°ю.ш. Основная особенность этой условной географической границы ЮО – ее изменения во времени и пространстве в связи с межгодовыми и межсезонными колебаниями положения зоны субтропической конвергенции.

Согласно основным представлениям о характере циркуляции вод, полученным на основе результатов океанологических исследований в период Международных полярных годов (1882–1883; 1932–1933; 2007–2008), Международного геофизического года (1957–1958) и обобщенным в работах (Kort et al., 1964; Трешников и др., 1966; Саруханян, 1980;

Саруханян и др., 1987), основная масса вод в ЮО переносится вокруг Антарктиды мощным Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ), имеющим генеральное восточное направление (рис. 1).

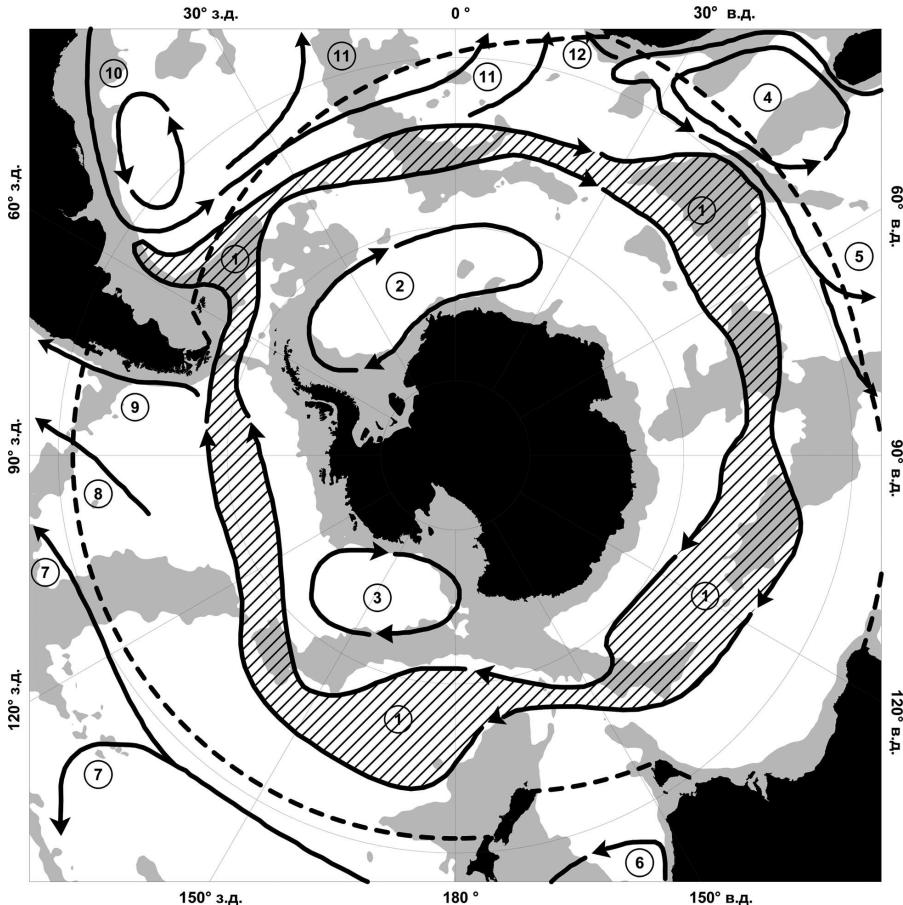


Рис. 1. Система течений ЮО и прилегающих акваторий: 1 – АЦТ (включая заштрихованную область), 2 – Циклонический круговорот Уэдделла, 3 – Циклонический круговорот Росса, 4 – Агульясское возвратное течение, 5 – Субтропический круговорот индийского океана, 6 – Восточно-Австралийское течение, 7 – Субтропический тихоокеанский круговорот, 8 – Южное тихоокеанское течение, 9 – Перуанское течение, 10 – Бразильское течение, 11 – Субтропический атлантический круговорот, 12 – Бенгальское течение. Серым цветом выделены области с глубинами менее 3500 м. Здесь и далее штриховой линией показана граница Южного океана, принятая на втором международном океанографическом конгрессе 1966 г.

В ряде районов наблюдаются существенные нарушения зональности в потоке АЦТ, связанные, очевидно, с влиянием конфигурации берегов и придонной топографии (рис. 1). К югу от зоны АЦТ располагается система циклонических круговоротов Уэдделла и Росса, обусловленная наличием квазистационарных климатических циклонов, которые переносят к северу холодные воды от континента и способствуют переносу более теплых вод к антарктическим берегам (Трешников и др., 1966; Deacon, 1979; Bergamasco, Carnie, 2000).

В настоящее время единственным и логически обоснованным определением границ АЦТ является положение линий тока геострофического течения, ограничивающих АЦТ в проливе Дрейка (Gordon et al., 1978; Orsi et al., 1992; Lebedev, 2006). Определенная таким образом северная граница АЦТ расположена в основном южнее зоны субтропической конвергенции, практически совпадая с ним лишь в западной части атлантического сектора. Южная граница АЦТ практически – южный предел распространения верхней циркумполярной глубинной водной массы, что подтверждает обоснованность определения ее положения на основе указанного метода (Orsi et al., 1992).

Используемые данные

Температура поверхности океана (ТПО) – один из первых океанографических параметров, который начал измеряться с борта искусственных спутников Земли (ИСЗ). Она рассчитывается по данным о радиояркостной температуре, измеряемой ИК и СВЧ-радиометрами (включая и радиометры, сканирующие вдоль подспутникового следа), и по данным сканеров видимого диапазона, которые имеют дополнительный канал в ИК-диапазоне. Точность расчета температуры поверхности океана для различных типов радиометров представлена в Таблице 1 (Лаврова и др., 2011; Лебедев, 2011).

Таблица 1. Основные типы датчиков измерения ТПО с борта ИСЗ и их точность.

Датчик		Ширина полосы обзора (км)	Пространственное разрешение (км)	Точность (°К)
Тип	Название (полное и сокращенное)			
ИК-радиометр	Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR)	2600–4000	1,10–4,00	0,3–0,5
Спектрорадиометр	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)	2330	1,00	0,3
ИК-радиометр	Along-Track Scanning Radiometer (ATSR)	500	1,00	0,3
ИК-радиометр	Visible Infrared Spin-Scan Radiometer (VISSR)	120°	5,00	0,8
СВЧ-радиометр	Special Sensor Microwave Imager (SSMI)	1400	25,00	0,6–0,7

Для исследования межгодовой изменчивости ТПО использовались данные международного проекта GHRSST (GODAE High Resolution Sea Surface Temperature) эксперимента по усвоению океанографических параметров GODAE (Global Ocean Data Assimilation Experiment) (Donlon et al., 2007). Они представляют собой среднесуточные поля ТПО, представленные на регулярной сетке с шагом 0,25° по широте и долготе и обработанные методом оптимальной интерполяции (Гандин, 1963; Гандин, Каган, 1976; Thiébaux, Pedder, 1987) начиная с сентября 1981 г. по настоящее время. Температура поверхности океана рассчитывалась по данным радиометров AVHRR и ATSR (начиная с июня 2002 г.) (Donlon et al., 2005; Global Data..., 2005).

Аномалии уровня океана (AYO) рассчитывались по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon, ERS-1/2, GFO-1, Jason-1/2, и ENVISAT. Точность расчета АYO для различных типов альтиметров представлена в Таблице 2 (Лаврова и др., 2011; Лебедев, 2011).

Таблица 2. Основные программы спутниковых альтиметрических измерений и их точность.

Спутник	Время активной работы (месяц/год)	Альтиметр	Пространственное разрешение (м)	Точность (см)
TOPEX/Poseidon	08/1992 – 01/2006	TOPEX NRA	700	1,7
		Poseidon-1		3,0
ERS-2	04/1995 – 06/2002	RA	530	5,5
GFO-1	02/1998 – 09/2008	GFO-RA	570	3,5
Jason-1	12/2001 – настоящее время	Poseidon-2	700	1,7
ENVISAT	03/2002 – настоящее время	RA2	540	4,5
Jason-2	06/2008 – настоящее время	Poseidon-3	700	1,7

Для анализа временной изменчивости уровня ЮО использовались комбинированные данные АУО, созданные в рамках проектов Еврокомиссии по исследованиям климата (ENACT – EVK2-CT2001-00117 и DUACS – ENV44-T96-0357) (Le Traon et al., 1998; Le Traon et al., 2001; SSALTO/DUACS..., 2001). АУО рассчитывались относительно средней морской поверхности CLS01 (Hernandez, Schaeffer, 2001) с учетом поправки обратного барометра (Лебедев, Костяной, 2005) и высот приливов, рассчитанных по модели GOT99.2 (Ray, 1999), на регулярной сетке с шагом $0,25^{\circ}$ по широте и долготе и обработанные методом оптимальной интерполяции (Гандин, 1963; Гандин, Каган, 1976; Thiébaux, Pedder, 1987).

Поля АУО проекта ENACT представляют собой осредненные для каждой недели данные альтиметрических измерений спутников с октября 1992 г. по август 2002 г. Для проекта DUACS время осреднения также составляет одну неделю с августа 2001 г. по февраль 2003 г., а также 3 и 4 дня (для каждой недели) с февраля 2003 г. по июль 2006 г. и сутки – с июля 2006 г. по настоящее время.

На основе этих данных строились среднемесячные и среднесезонные поля ТПО и АУО на сетке с тем же пространственным разрешением $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$.

Для анализа вихревой активности поля АУО комбинировались с полем средней динамической топографией (ДТ), построенной на основе данных спутниковой альтиметрии, контактных измерений и результатах модельных расчетах (Rio, Hernandez, 2004).

Анализ полученных результатов

Температура поверхности океана

Сезонная изменчивость ТПО хорошо просматривается во временных рядах во всех узлах расчетной сетки по всей акватории ЮО (рис. 2а). Это подтверждается и анализом спектральной плотности ТПО как в отдельных точках, расположенных на акватории ЮО (рис. 2б), так и вдоль меридиональных разрезов, расположенных в различных секторах ЮО (рис. 3).

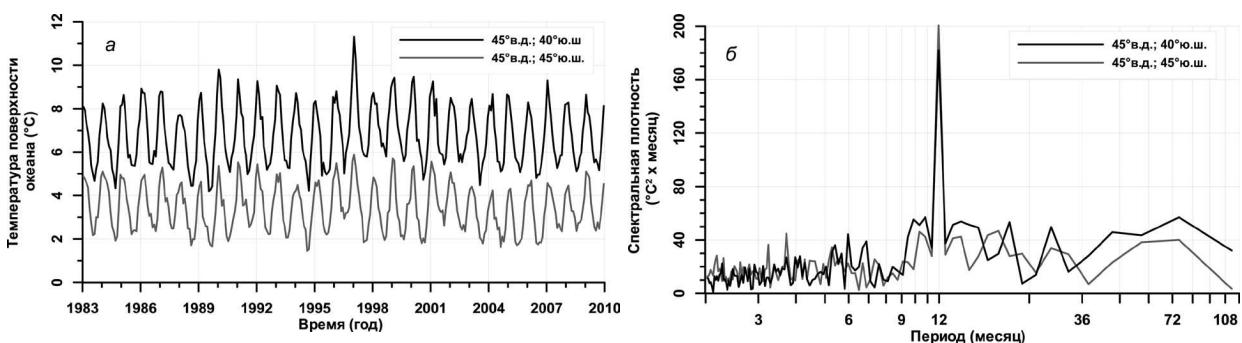


Рис. 2. а – временная изменчивость ТПО ($^{\circ}\text{C}$) и б – ее спектральной плотности ($^{\circ}\text{C}^2 \cdot \text{месяц}$) в точках с координатами: (45°в.д.; 40°ю.ш.) и (45°в.д.; 45°ю.ш.), расположенных в индийском секторе ЮО

Анализ спектральной плотности ТПО вдоль меридионального разреза вдоль меридиана 45°в.д. , расположенного в индийском секторе ЮО (рис. 3а), а также в отдельных точках, расположенных на данном разрезе (рис. 2б), показывает, что область между 50°ю.ш. и 40°ю.ш. помимо ярко выраженной годовой гармоники имеет достаточно мощный сигнал с периодом 9 месяцев, 2, 3 года и 6 лет. Последние две гармоники представляют собой Антар-

ктическую циркумполярную волну (White, Peterson, 1996; Peterson, White, 1998), а первые две связаны, скорее всего, с синоптической неустойчивостью атмосферной циркуляцией над акваторией ЮО. Аналогичная картина наблюдается и вдоль меридионального разреза 140° з.д., расположенного в тихоокеанском секторе в области, локализованной между 60° ю.ш. и 50° ю.ш. (рис. 3б).

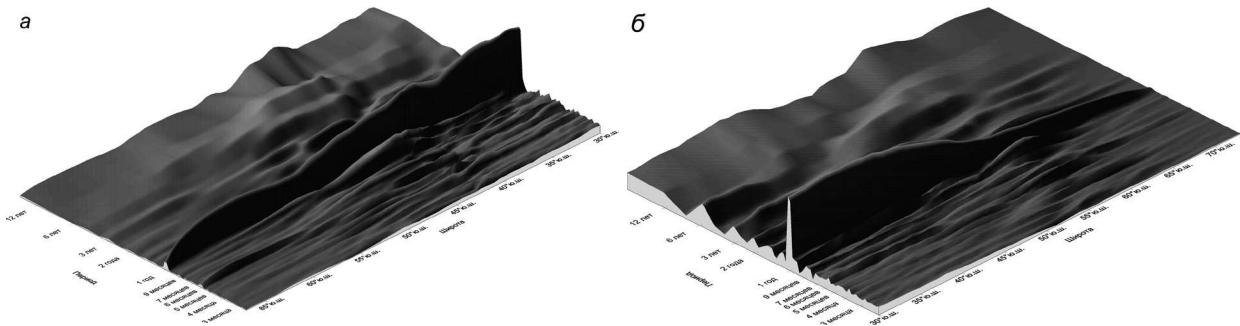


Рис. 3. Спектральная плотность ТПО ($^{\circ}\text{C}^2 \cdot \text{месяц}$) вдоль меридионального разреза: а – 45° в.д., расположенного в индийском секторе ЮО, и б – 140° з.д., расположенного в тихоокеанском секторе ЮО

Средняя за период с 1983 по 2010 гг. амплитуда сезонной изменчивости ТПО представлена на рис. 4. Хорошо видно, что в атлантическом секторе ЮО в среднем она составляет $3,1 \pm 1,6^{\circ}\text{C}$, в индийском секторе – $3,6 \pm 1,1^{\circ}\text{C}$, в тихоокеанском секторе – $3,3 \pm 1,3^{\circ}\text{C}$ и в проливе Дрейка – $3,5 \pm 0,6^{\circ}\text{C}$. Ближе к побережью Антарктиды, где расположена зона субарктической дивергенции, амплитуда годового сигнала уменьшается в среднем до $1,0 \dots 1,2^{\circ}\text{C}$ (рис. 4). А в направлении северной границы ЮО, или южной границы зоны субтропической конвергенции, она растет в среднем до $4,1 \dots 5,3^{\circ}\text{C}$.

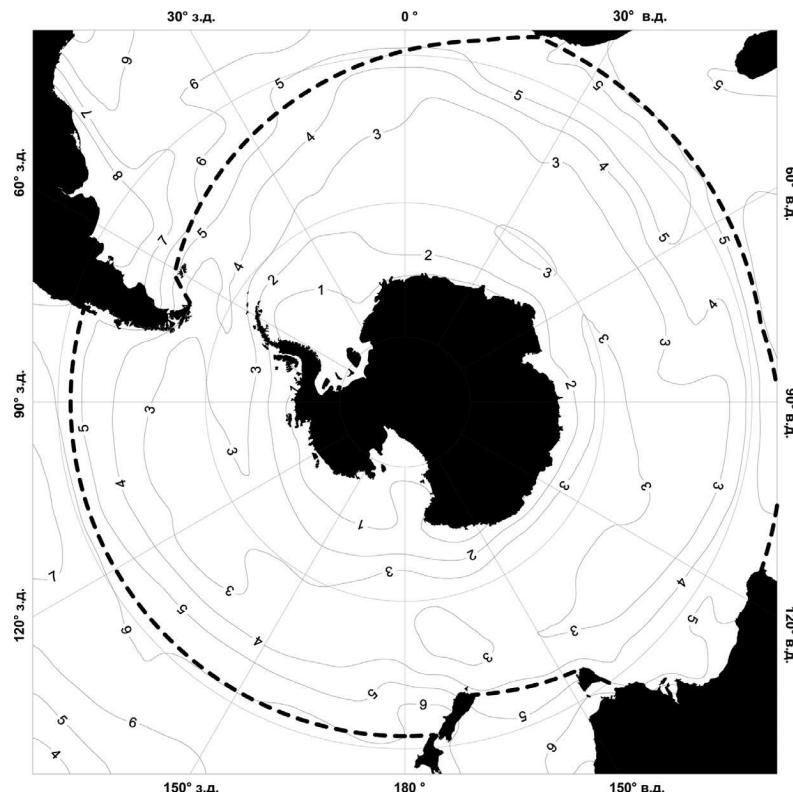


Рис. 4. Средняя за период с 1983 по 2010 гг. амплитуда сезонной изменчивости ТПО ($^{\circ}\text{C}$)

Анализ среднеквадратичного отклонения (СКО) ТПО за интервал 1983–2010 гг. дает более четкое представление об особенностях режима ЮО. Так пространственное положение изолинии СКО ТПО величиной $0,88^{\circ}\text{C}$ можно считать южной границей зоны субарктической дивергенции, а пространственное положение изолинии $1,64^{\circ}\text{C}$ – южной границей зоны субтропической конвергенции. Таким образом, анализ пространственный распределения СКО временной изменчивости ТПО помогает уточнить южную границу АЦТ и северную границу ЮО (рис. 5). В новых границах амплитуда сезонной изменчивости ТПО во всех секторах ЮО составляет $3,3 \pm 0,7^{\circ}\text{C}$.

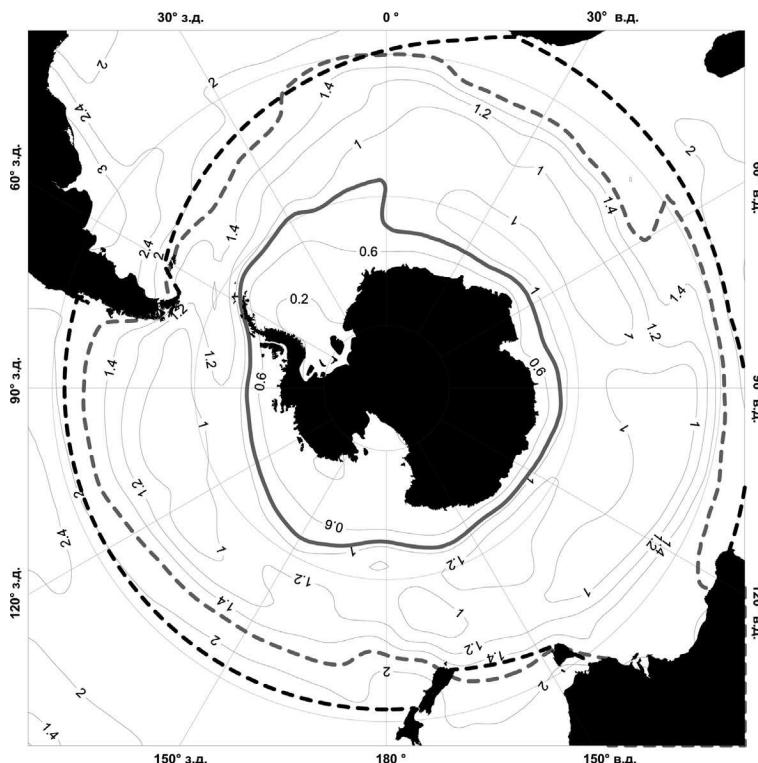


Рис. 5. Среднеквадратичное отклонение временной изменчивости ТПО ($^{\circ}\text{C}$) за период с 1983 по 2010 гг.
Изолиния $1,64^{\circ}\text{C}$ показана серой штриховой линией, а изолиния $0,88^{\circ}\text{C}$ – сплошной серой

Аномалии уровня океана

В отличии от ТПО времененная изменчивость АУО не имеет столь ярко выраженного сезонного характера (рис. 6а). В первую очередь это связано с тем, что на изменчивость АУО ЮО оказывает ветровое воздействие, которое зависит от особенностей атмосферной циркуляции в Южном полушарии (Смирнов и др., 2004). Во-вторых, границы АЦТ и в особенности его северная граница смещаются в зависимости как от температурного режима, так и от атмосферного воздействия.

Все эти особенности поля АУО находят отражение в спектральной плотности (рис. 6б, 7). Так анализ спектральной плотности вдоль меридионального разреза 45°в.д. , расположенного в индийском секторе ЮО (рис. 7а), показывает, что область между 47°ю.ш. и 38°ю.ш. имеет достаточно мощный сигнал на всех частотах. При этом амплитуда годового сигнала соизмерима с амплитудой гармоник с периодом более 3 лет. Особенность этой акватории ЮО заключается в том, что в районе, ограниченном меридианами 20° в.д. и 60° в.д. и параллелями 47° ю.ш. и 38° ю.ш., расположены мощные течения: АЦТ и Агульясское

возвратное течение. Интенсивное меандрирование этих течений, которое хорошо наблюдается как во временной изменчивости АУО, так и в спектральной плотности (рис. 7а), связано с термогидродинамическим режимом данного района и с особенностями рельефа дна (Grundlingh, 1995; Костяной и др., 2003; Kostianoy et al., 2004).

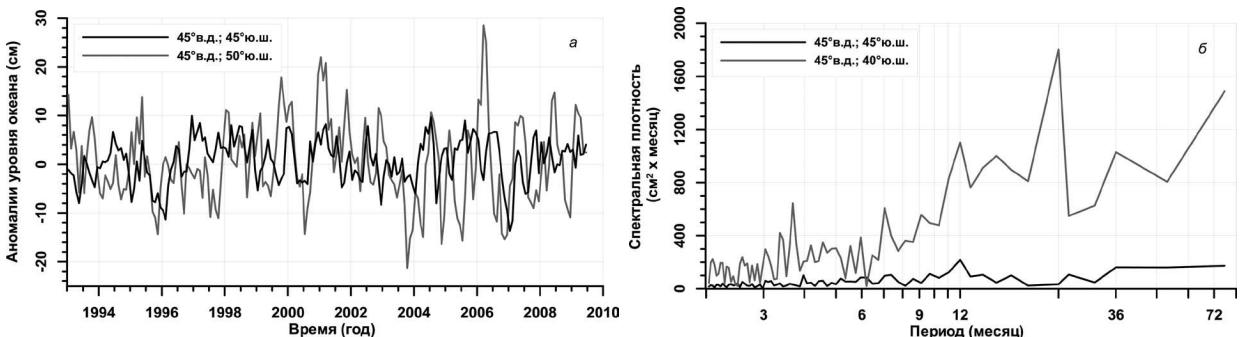


Рис. 6. а – временная изменчивость АУО (см) и б – ее спектральной плотности ($\text{см}^2 \cdot \text{месяц}$) в точках с координатами: (45°в.д.; 40°ю.ш.) и (45°в.д.; 45°ю.ш.), расположенных в индийском секторе ЮО

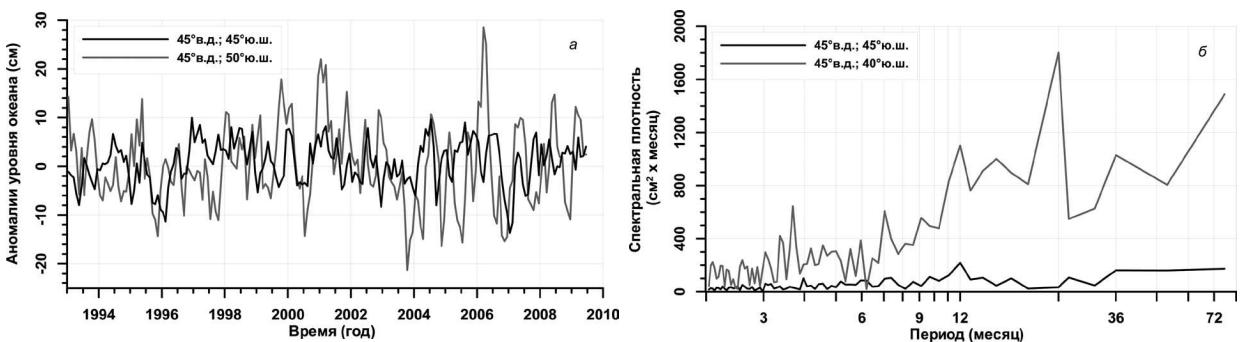


Рис. 7. Спектральная плотность АУО ($\text{см}^2 \cdot \text{месяц}$) вдоль меридионального разреза: а – 45°в.д., расположенного в индийском секторе ЮО, и б – 140°з.д., расположенного в тихоокеанском секторах ЮО

Аналогичная картина наблюдается и вдоль меридионального разреза 140°з.д., расположенного в тихоокеанском секторе в области, локализованной между 55°ю.ш. и 50°ю.ш. (рис. 7б). Это особенность поля спектральной плотности АУО, судя по всему, связана с сезонной изменчивостью положения северной границы АЦТ и вихревой активностью, локализованной севернее ее.

Пространственный анализ интегральной спектральной плотности АУО (рис. 8) показал, что северная граница АЦТ, которая соответствует изолинии 112 см в поле средней динамической топографии (Rio, Hernandez, 1995), в атлантическом и индийском секторах ЮО проходит по южной периферии областей больших значений интегральной плотности АУО. Это обусловлено локализацией в данных районах сильных возвратных течений: Бразильского в атлантическом секторе ЮО и Агульяского в индийском секторе ЮО. Южнее Австралии и в тихоокеанском секторе ЮО северная граница АЦТ проходит по линии максимальных значений интегральной плотности АУО, что говорит о сильном меандрировании струи АЦТ в данных районах, что обусловлено особенностями рельефа дна и атмосферной циркуляции в Южном полушарии (Смирнов и др., 2004).

Дополнительную информацию и правильности подхода выделения границ АЦТ по линиям тока геострофического течения или изолиниям средней ДТ, ограничивающих АЦТ в проливе Дрейка (Gordon et al., 1978; Orsi et al., 1992; Lebedev, 2006), можно получить из

анализа вихревой активности в ЮО. Для этого в поле синоптической ДТ, рассчитанной как суперпозиция среднемесячных полей АУО и средней ДТ, подсчитывалось число синоптических вихрей в каждой точке расчетной области за временной интервал с 1993 по 2010 гг. (рис. 9).

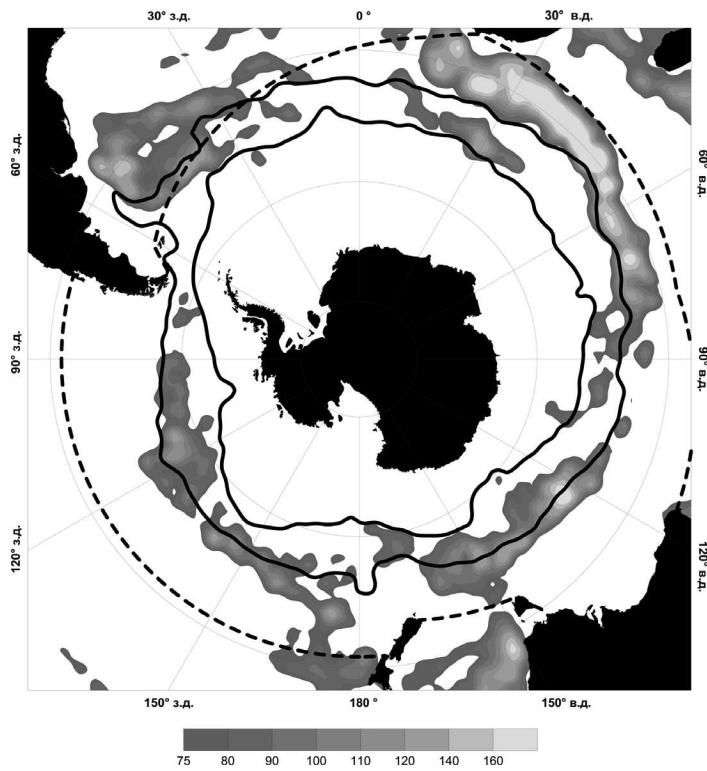


Рис. 8. Карта интегральной спектральной плотности ТПО ($\text{см}^2 \cdot \text{год}^2$) за период с 1993 по 2010 гг.

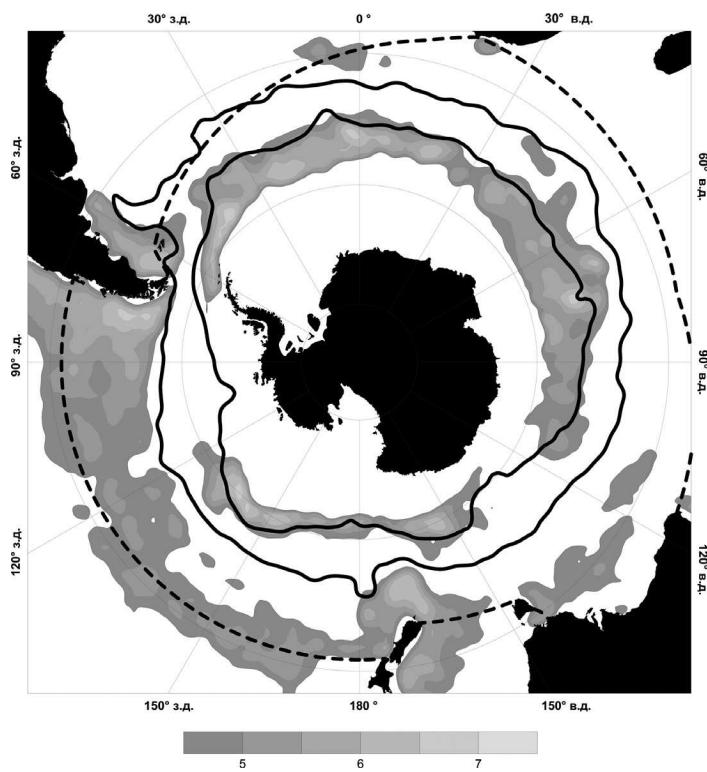


Рис. 9. Карта повторяемости наблюдений синоптических вихрей в среднем за год в поле среднемесячных полей синоптической ДТ за период с 1993 по 2010 гг.

За исключением акватории от меридиана 120°з.д. до пролива Дрейка практически вдоль всей южной границы АЦТ, которая соответствует изолинии 30 см в поле средней ДТ, наблюдается сильная вихревая активность (рис. 9). Граница в целом проходит по ее северной периферии. В тихоокеанском секторе и южнее Австралии наблюдается сильная вихревая активность севернее северной границы АЦТ. Это подтверждает предположение о том, что на северной границе АЦТ формируется цепочка синоптических вихрей, посредством которой осуществляется перенос водных масс в западном направлении, противоположном генеральному направлению переноса АЦТ (Morrow et al., 2010).

Таким образом выбор границ АЦТ по изолиниям средней ДТ, ограничивающих АЦТ в проливе Дрейка, подтверждается особенностями вихревой активности и меандрирования струи АЦТ.

Заключение

В данной работе продемонстрированы возможность и эффективность использования спутниковой радиометрии и альtimетрии для исследования термодинамической структур и динамики ЮО.

Анализ временной изменчивости ТПО позволил уточнить положение границы субтропической конвергенции или северной границы ЮО как положение изолинии 1,64°C в поле среднеквадратичного отклонения ТПО за временной интервал с 1983 по 2010 гг. В тихоокеанском секторе она проходит на 1...3° южнее официальной границы ЮО, принятой на втором международном океанографическом конгрессе 1966 г. В атлантическом секторе – от нулевого меридиана до меридиана 20°з.д. она соответствует принятых границам, а западнее как и в тихоокеанском секторе проходит южнее. Наиболее интересна ситуация в индийском секторе. До широты 55°в.д. южная граница ЮО должна проходить на 6...8° южнее, а восточнее этого меридиана – так же как и в других секторах. Зона субарктической дивергенции, которая является природной границей АЦТ, достаточно хорошо аппроксимируется положением изолинии 0,88°C в поле среднеквадратичного отклонения временной изменчивости ТПО.

Аномалии уровня океана, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии позволили проанализировать вихревую активность на границах АЦТ, а также выделить зоны активного меандрирования. Проведенный анализ показал, что выделение северной границы АЦТ как изолинии 112 см в поле средней динамической топографии, а его южной границы – изолинии 30 см соответствует природе термогидродинамических процессов, происходящих в ЮО.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-01123-а).

Литература

1. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 289 с.
2. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 359 с
3. Клепиков В.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Особенности гидрологии. Северный Ледовитый и Южный океаны // География Мирового океана. Л.: Наука, 1985, С. 65–87.
4. Корт В.Г., Короткевич Е.С., Леденев В.Г. Границы Южного океана // Информ. бюлл. САЭ. 1964. № 50. С. 5–7.

5. 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. Т. 43. № 5. С. 632–642.
6. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011 (в печати).
7. Лебедев С.А. Исследование сезонной и климатической изменчивости температуры поверхности и уровня Южного океана по данным дистанционного зондирования //Прикладные аспекты геологии, геофизики и геэкологии с использованием современных информационных технологий. Материалы международной научно-практической конференции. – Майкоп: ИП Магарин О.Г., 2011. С. 130–145.
8. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: Издательский центр «МОРЕ» Международного института океана, 2005. – 366 с.
9. Саруханян Э.И. Структура и изменчивость Антарктического циркумполлярного течения. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 117 с.
10. Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Водные массы и циркуляция Южного океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 287 с.
11. Смирнов Н.П., Саруханян Э.И., Розанова И.В. Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата. – СПб: РГГМУ, 2004. – 209 с.
12. Треиников А.Ф., Максимов И.В., Гиндыш Б.В. Великий Восточный дрейф Южного океана // Проблемы Арктики и Антарктики, 1966. Вып. 22. С. 13–34.
13. Bergamasco A., Carnie S. Sensitivity analysis of a robust diagnostic general circulation model of the Ross Sea // J. Mar. Sys. 2000. V. 27. № 1–3. P. 3–36. doi: 10.1016/S0924-7963(00)00059-2.
14. Deacon G.E.R. The Weddell Gyre // Deep-Sea Res., 1979. V. 26. № 9A. P. 981–995. doi: 10.1016/0198-0149(79)90044-X.
15. Donlon C. and the GHRSST-PP Science Team. The GHRSST-PP Product User Guide. – The International GHRSST-PP Project Office, United Kingdom, 2005. – 86 pp.
16. Donlon C., Robinson I., Casey K.S. et al. The Global Ocean Data Assimilation Experiment High-resolution Sea Surface Temperature Pilot Project // Bull. Am. Met. Soc., 2007, V. 88, № 8, P. 1197–1213. doi: 10.1175/BAMS-88-8-1197.
17. Global Data Assimilation Experiment High Resolution Sea Surface Temperature Data Sets-GHRSST. Version 1.0. D-32474. – JPL. California Institute of Technology, 2005. – 18 pp.
18. Gordon A.L., Molinelli E., Baker T. Large-scale relative dynamic topography of the Southern Ocean // J. Geophys. Res., 1978. V. 83. № C6. P. 3023–3032. doi: 10.1029/JC083iC06p03023.
19. Grundlingh M.L. Tracking eddies in the southeast Atlantic and southwest Indian oceans with TOPEX/POSEIDON // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № C12. P. 249777–24986.
20. Hernandez F., Schaeffer P. The CLS01 Mean Sea Surface: A validation with the GSFC00.1 surface. Tech. rep. CLS – Ramonville St Agne, 2001. – 14 pp.
21. Kort V.G. Antarctic oceanography // Research in Geophysics, Volume 2. Solid Earth and Interface Phenomena. /Ed. H. Odishaw. – Cambridge, Mass.: The M.I.T. Press, 1964. P. 309–333.
22. Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Lebedev S.A. et al. Oceanic fronts in the southern Indian Ocean as inferred from the NOAA SST, TOPEX/Poseidon and ERS-2 altimetry data // Gayana, 2004. V. 68. № 2, Part 2. P. 333–339. doi: 10.4067/S0717-65382004000300003.
23. Le Traon P.Y., Dibarboure G., Ducet N. Use of a high resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple altimeter missions // J. Atm. Ocean. Tech. 2001. V. 18. № 7. P. 1277–1288. doi: 10.1175/1520-0426(2001)018<1277:UOAHRM>2.0.CO;2.
24. Le Traon P.Y., Nadal F., Ducet N. An improved mapping method of multi-satellite altimeter data // J. Atm. Ocean. Tech. 1998. V. 15. № 2. P. 522–534. doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.
25. Lebedev S. Inertannual and Seasonal Variation of Axis Position and Intensity of the Antarctic Circumpolar Current by Satellite Altimetry // 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, Venice Lido, Italy, 13–18 March, 2006. ESA SP-614, 2006. 10 p.
26. Morrow R., Ward M.L., Hogg A.M. et al. Eddy response to Southern Ocean climate modes // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C10030. doi: 10.1029/2009JC005894.
27. Orsi A.B., Nowlin W.D., Whitworth T. III. On the circulation and stratification of the Weddell Gyre // Deep-Sea Res., 1992. V. 40. № 1. P. 169–203. doi: 10.1016/0967-0637(93)90060-G.

28. Peterson R.G., White W.B. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Nino-Southern Oscillation // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № C11. P. 24573–24584. doi: 10.1029/98JC01947.
29. Ray R. A Global Ocean Tide model from TOPEX/Poseidon Altimetry GOT99.2. NASA Tech. Memo. 1999. NASA/TM-1999-209478. – Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, MD, USA. – 58 pp.
30. Rio M.-H., Hernandez F. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in-situ measurements and a geoid model // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. №C12. C12032. doi:10.1029/2003JC00222.
31. SSALTO/DUACS User Handbook. CLS. AI-NT-011-312-CN. CNES. – Toulouse. 2001. – 31 pp.
32. Thiébaux H.J., Pedder M.A. Spatial Objective Analysis: With Applications in Atmospheric Science. – Academic Press, London, New York. 1987. – 299 pp.
33. White W.B., Peterson R.G. An Antarctic Circumpolar Wave in surface pressure, Wind, temperature and sea-ice extent // *Nature*. 1996. V. 380. P. 699–702. doi: 10.1038/380699a0.

Correction of Southern Ocean and Antarctic Circumpolar Current Boundaries Based on Remote Sensing Data

Sergey A. Lebedev^{1,2}, Svetlana N. Shauro¹

¹ *Geophysical Center, Russian Academy of Sciences*

3, Molodezhnaya Str., Moscow, 119296, Russia

E-mail: lebedev@wdcb.ru

² *Space Research Institute, Russian Academy of Sciences*

84/32, Profsoyuznaya Str., Moscow, 117997, Russia

E-mail: sergey_a_lebedev@mail.ru

The analysis of sea surface temperature temporal variability has correct to spatial position of Southern ocean northern boundary, and the analysis of sea level anomalies calculated to satellite altimetry has correct to spatial position of Antarctic Circumpolar Currents (ACC) boundaries. It is shown, that determination of ACC boundaries as isolines 112 cm and 30 cm (northern and southern accordingly) of mean dynamic topography.

Keywords: Southern Ocean, Antarctic Circumpolar Current, borders, sea surface temperature, sea level anomaly, satellite radiometry, satellite altimetry.