

УДК 551.465

## ИНТРУЗИОННОЕ РАССЛОЕНИЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО СКЛОНОВОГО ФРОНТА

© 2016 г. П. Н. Головин, Н. Н. Антипов, А. В. Клепиков

*Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург**e-mail: golovin@aari.ru*

Поступила в редакцию 21.05.2014 г.

После доработки 19.11.2014 г.

Каскадинг холодных Антарктических шельфовых вод инициирует компенсационный изопикнический апвеллинг теплых Циркумпольярных глубинных вод. Формируется бароклинно-термоклинный Антарктический склоновый фронт (АСФ) и создается мезомасштабная интрузионная структура на бровке шельфа и склоне. На фоне мезомасштабных процессов в периоды обострения АСФ периодически развивается локальная бароклиновая неустойчивость, которая формирует интрузионную структуру меньшего масштаба. Поэтому по масштабам интрузий (вертикальному  $\delta H$  и горизонтальному  $L$ ) и горизонтальным параметрам фронта (термоклинности  $(T_L)_\rho$  и бароклинности  $\gamma_\rho$ ) АСФ разделяется на 2 слоя. Анализ интрузионного расслоения АСФ, обусловленного бароклиновым фактором, подтверждает вывод: чем выше  $(T_L)_\rho$  АСФ, тем больше интенсивность интрузий  $|\delta\theta|$  (амплитуда температурных аномалий), а увеличение  $\gamma_\rho$  АСФ приводит к уменьшению  $\delta H$  и  $L$ . Фронтальные интрузии можно разделить по степени развития. Независимо от степени развития, все теплые интрузии характеризуются вертикальной плотностной стратификацией, а холодные интрузии — плотностной квазиоднородностью. Процесс неустойчивости АСФ разделяется на 4 стадии, подтвержденные данными натурных наблюдений. При неустойчивости АСФ локальный бароклиновый радиус деформации фронта  $Rd_L$  близок по величине к горизонтальному масштабу сформированных интрузий  $L$ , а их характерный вертикальный масштаб  $\delta H$  близок к характерному вертикальному масштабу неустойчивости фронта.

DOI: 10.7868/S0030157416030084

### ВВЕДЕНИЕ

В океанических фронтальных зонах, которые являются областями взаимодействия вод с различными термохалинными характеристиками, наиболее часто на профилях потенциальной температуры  $\theta$  и солёности  $S$  наблюдаются значительные тонкоструктурные флуктуации, определяющие интенсивный процесс интрузионного расслоения [15]. Возникновение интрузий на термохалинных фронтах обусловлено разными механизмами генерации и структурообразующими процессами [10]. К механизмам генерации относят различные неустойчивости в области фронтов ответственные за интрузионное расслоение, которые формируют квазипериодическую или регулярную интрузионную структуру по вертикали. Основными механизмами генерации являются: термохалинная неустойчивость или неустойчивость, связанная с процессами двойной диффузии; бароклиновая неустойчивость; сдвиговая неустойчивость, в частности, неустойчивость Кельвина-Гельмгольца. Структурообразующие процессы, такие как вертикальное перемешивание, боковая

адвекция формируют более мощные, но одиночные по вертикали интрузии [10].

Ранее отмечалось, что не существует единой закономерности в увеличении интенсивности интрузионного расслоения в области различных океанических фронтов в зависимости от мезомасштабных горизонтальных параметров фронта: степени бароклинности и степени термоклинности [10, 17]. Так, во фронтальной зоне Курошио [16] увеличение степени бароклинности приводит к уменьшению вертикального масштаба фронтальных интрузий, а увеличение степени термоклинности фронта приводит к увеличению абсолютной величины температурных аномалий в этих интрузиях. Увеличение степени бароклинности во фронтальной области Гольфстрима препятствует процессам интрузионного расслоения, которые связываются с двойной диффузией, хотя при этом наблюдается значительная термоклинность фронта [8]. При исследовании Субарктической фронтальной зоны Тихого океана [11] также было установлено, что увеличение бароклинности фронта может препятствовать образованию

интрузий, связанных с термохалинной неустойчивостью, но при этом увеличивается роль бароклинной неустойчивости в процессах генерации интрузий [12]. В Южной полярной фронтальной зоне (ЮПФЗ), которая характеризуется значительной бароклинностью, основную роль в интрузионном расслоении отводится бароклинной неустойчивости [6] и делается предположение, что фронт упакован субмезомасштабными вихрями-интрузиями, которые взаимодействуют друг с другом на уровне равной плотности. В параллельном исследовании [17] подтверждается этот факт, что с увеличением бароклинности ЮПФЗ уменьшается интенсивность изопикнических процессов, но при этом интенсифицируются диапикнические процессы, которые сопровождают бароклинную неустойчивость, чему способствует слабая стратификация антарктических вод.

Области взаимодействия шельфовых и склоновых вод на бровках шельфов, где формируются склоновые фронты [15], являются особыми в Мировом океане. Основное отличие от фронтов открытого океана заключается во влиянии топографии дна (резкое увеличение уклона дна в области бровки шельфа) на формирование склоновых фронтов, их дальнейшую динамику, неустойчивость и интрузионное расслоение в области фронта [3, 4].

В настоящей работе рассматриваются условия формирования Антарктического склонового фронта (АСФ) в море Содружества. Анализируется локальная термохалинная и плотностная структура АСФ, отражающая его динамику. Подробно исследуется процесс интрузионного расслоения АСФ и проводится классификация интрузий. Предпринимается попытка определения основного механизма генерации ответственного за процесс интрузионного расслоения и выявления связей между характеристиками фронтальных интрузий и горизонтальными параметрами фронта. В исследовании используются натурные данные целевых гидрологических наблюдений, выполненных с малой пространственной дискретностью на разрезах поперек шельфа и материкового склона в море Содружества и в заливе Прюдс в Антарктике в 2004–2007 гг. и 2011–2013 гг. [1, 2, 4]. Схема натурных наблюдений представлена на рис. 1а. В нее также включены наблюдения 2015 г. Термохалинные измерения на станциях производились с помощью стандартного зонда – Sea Bird SBE 911 plus СТД.

#### ФОРМИРОВАНИЕ И ДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АСФ

Формирование АСФ на бровке шельфа и в верхней части склона в море Содружества происходит в результате стока антарктических шельфовых вод (АШВ). В области АСФ взаимодействуют

холодные и менее соленые (более плотные) АШВ с теплыми и более солеными (менее плотными) циркумполярными глубинными водами (ЦГВ) (различие в температуре достигает 1.2–2.2°C). Шельфовый и склоновый каскадинг (в глубинных частях материкового склона) наблюдается и в летний период, когда отсутствует конвекция как причина генерации АШВ в районах вскрытия прибарьерных и заприпайных полыней в зимний период [4]. Подпитка стока плотных вод по склону летом происходит благодаря огромным объемам АШВ накопленным за зимний период в относительно глубоководных шельфовых депрессиях [4, 18]. Т.е. каскадинг является одним из основных процессов, инициирующих интенсивную циркуляцию в области бровки шельфа и материкового склона [3, 4]. Тем не менее, следует отметить, что эффективность трансформации ЦГВ в области АСФ и как следствие – локальная структура фронта связаны также с пространственно-временной изменчивостью распространения ЦГВ [4].

Гравитационный сток квазиоднородных по плотности, температуре и солености АШВ является квазиизопикническим (см. рис. 1б, 1в). Но, распространяясь по наклонному дну холодные и плотные АШВ, взаимодействуя с ЦГВ, формируют бароклинно-термоклинный фронтальный раздел – АСФ. В силу неразрывности движения в присклоновой области каскадинг сопровождается компенсационным интрузионным апвеллингом ЦГВ вдоль наклонных изопикн АСФ (см. рис. 1б). По данным наблюдений, теплые интрузии ЦГВ имеют вертикальную плотностную стратификацию, но распространяются квазиизопикнически (см. рис. 1в).

Таким образом, каскадинг АШВ и апвеллинг ЦГВ являются мезомасштабными структурообразующими процессами, которые формируют интрузионную структуру вод на бровке шельфа и на шельфе. Здесь компенсационный апвеллинг является аналогом горизонтальной адвекции. В дальнейшем происходит проникновение ЦГВ на шельф уже в модифицированном состоянии (МЦГВ) в виде крупных теплых интрузий, иногда в виде вихрей-интрузий [4]. Толщина этих односторонних интрузий на  $\theta$ ,  $S$ -профилях достигает 100–250 м (см. рис. 1в). Распространение МЦГВ по шельфу наблюдается в меньшей или в большей степени на всех выполненных разрезах в разных районах моря Содружества [1, 2, 4].

Каскадинг АШВ является пространственно-дискретным 3D движением и имеет событийный (импульсный) характер. Он может быть вынужденным – в виде дискретных меандров, еще связанных с фронтом АШВ, или свободным – в виде дискретных плюмов, уже оторвавшихся от фронта [3, 4]. Такой характер стока АШВ определяет

характер компенсационного апвеллинга ЦГВ. В определенные периоды эти процессы могут выглядеть геострофически сбалансированными, т.е. интрузионное распространение ЦГВ кажется динамически устойчивым (см. рис. 1б). Однако на термохалинных и плотностных профилях на бровке шельфа уже видны тонкоструктурные элементы, которые идентифицируют мелкомасштабную неустойчивость при взаимодействии ЦГВ и АШВ (см. рис. 1в).

При анализе разрезов было обнаружено множество признаков, указывающих на 3D характер процесса стока АШВ на бровке шельфа и в верхней части склона [4, 5]. Такая особенность каскадинга, вероятно, может влиять на характер неустойчивости бароклино-термоклинного АСФ. Можно предположить, что основным механизмом ответственным за неустойчивость АСФ и последующее интрузионное расслоение, является 3D бароклиная неустойчивость [5]. Такие выводы были получены на основании совместного анализа обобщенных результатов лабораторных исследований устойчивости придонных гравитационных потоков, бароклиных фронтов и вихревых линз [7] с данными натурных наблюдений [4, 5]. Вероятно, бароклиная неустойчивость развивается на фоне мезомасштабных структурообразующих процессов каскадинга и апвеллинга после локального обострения АСФ и является менее масштабной. Для подтверждения выдвинутых предположений проведем детальное исследование характеристик термохалинных интрузий в сопоставлении с горизонтальными параметрами АСФ.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ АСФ И ХАРАКТЕРИСТИК ФРОНТАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ

Для получения характеристик интрузионного расслоения выделялась тонкоструктурная составляющая на профилях потенциальной температуры  $\theta$  при вычитании линейно аппроксимированного температурного профиля из фактически измеренного на станциях, попадающих в область фронта (см. рис. 2). Методика определения толщины интрузионного слоя  $\delta H$  и амплитуды температурной аномалии в этом слое  $\delta\theta$  представлена на рис. 2 и соответствует методике применяемой для ЮПФЗ [6]. Изопикническая поверхность,

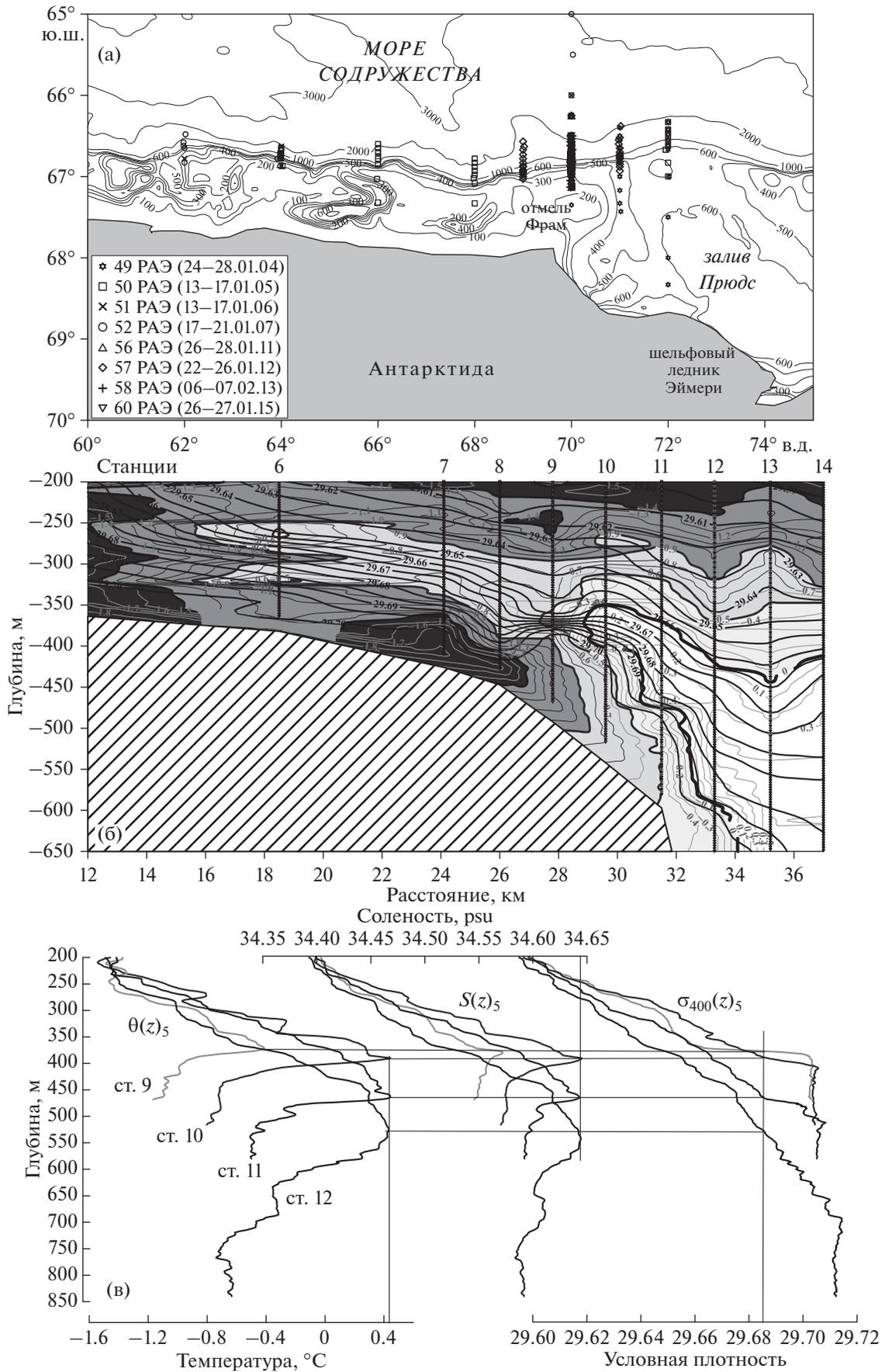
совпадающая с глубиной залегания  $\delta\theta$ , определяется как интрузионная.

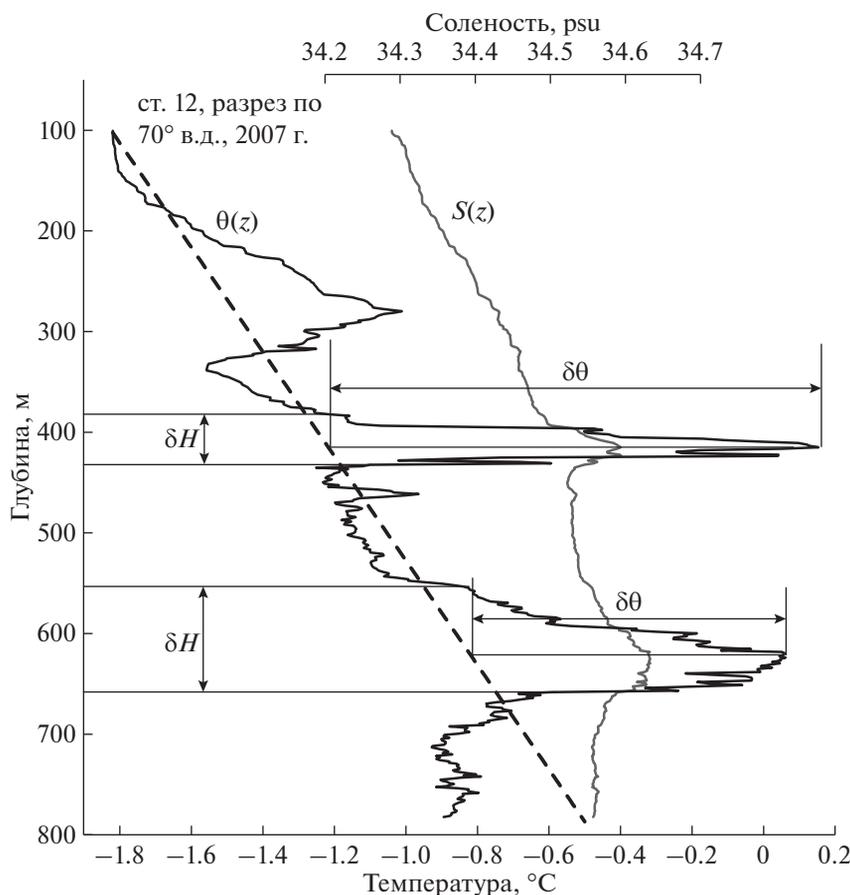
Горизонтальный параметр АСФ – степень бароклиности определяется как тангенс угла наклона изопикн к изобарам  $\gamma_\rho = \Delta z/X$ , где  $\Delta z$  – максимальный перепад глубины залегания интрузионной изопикнической поверхности между соседними станциями на трансфронтальном разрезе, а  $X$  – расстояние между станциями [6, 8, 11]. Кроме того, бароклиность фронта характеризуется числом Ричардсона в стратифицированном геострофическом течении  $Ri_g = (f/N\gamma_\rho)^2$  [13] и параметром бароклиности  $\varepsilon \equiv Ri_g^{-1/2}$  [8, 11]. Величина  $Ri_g$  также дает представление о локальной устойчивости фронта. Здесь  $f$  – параметр Кориолиса,  $N$  – фоновая частота Вайсяля-Брента в слое выделения интрузий. В море Содружества и заливе Прюдс на бровке шельфа величина  $N \approx (2-3) \times 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ,  $af \approx 1.4 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ . Еще один горизонтальный параметр АСФ – степень термоклиности – характеризуется изопикническим градиентом температуры  $(T_L)_\rho = (\Delta\theta_{ip}/X)_\rho$ , где  $\Delta\theta_{ip}$  – максимальный перепад потенциальной температуры на интрузионной поверхности между соседними станциями на трансфронтальном разрезе [6, 8, 11, 12].

Основными механизмами интрузионного расслоения бароклино-термоклинных фронтов являются термохалинная неустойчивость, обусловленная двойной диффузией [10], и бароклиная неустойчивость [6, 8, 9, 11, 16]. Критериями, определяющими тот или иной механизм генерации фронтальных интрузий, являются величина параметра бароклиности  $\varepsilon \equiv Ri_g^{-1/2} = N\gamma_\rho/f$  и величина параметра  $L/L_R$  [11, 12]. Здесь  $L$  – характерный горизонтальный масштаб интрузии, а  $L_R = N\delta H/f$  – локальный бароклиный радиус деформации Россби основанный на толщине интрузионного слоя  $\delta H$ . При  $f \approx \text{const}$  и малой пространственно-временной изменчивости фоновых значений  $N$  в области исследования АСФ в море Содружества величина  $\varepsilon$  полностью определяется величиной  $\gamma_\rho$ , так же, как и в Субарктической фронтальной зоне Тихого океана [11].

Согласно [11, 12], при  $L/L_R < 1$  во всем диапазоне типичных для океана значений  $\varepsilon$  неустойчивость фронта и дальнейший процесс интрузионного расслоения определяется термохалинным

**Рис. 1.** Схема гидрологических наблюдений на шельфе и материкового склона в море Содружества с борта НЭС “Академик Федоров” в рамках сезонных экспедиций Российской Антарктической Экспедиции (РАЭ) в январе и феврале 2004–2007 г., 2011–2013 г. и 2015 г. (тонкими линиями показаны изобаты) – (а). Совмещенный разрез потенциальной температуры  $\theta^\circ\text{C}$  (при  $p = p_a$ ) и условной потенциальной плотности  $\sigma_{400}$  (относительно отсчетного уровня  $p = 400$  дб), направленный поперек шельфа и материкового склона по меридиану  $70^\circ$  в.д., выполненный – в январе 2013 г. в море Содружества – (б). Профили  $\theta(z)$ ,  $S(z)$  и  $\sigma_{400}(z)$  (сглаженные скользящим осреднением по пяти значениям – индекс 5) на бровке шельфа и материковом склоне на станциях 9, 10, 11 и 12, где профили пересекают теплую интрузию ЦГВ, которая поднимается и изопикнически распространяется на шельф – (в).





**Рис. 2.** Пример выделения термохалинных фронтальных интрузий на профилях потенциальной температуры  $\theta(z)$  и солёности  $S(z)$  на ст. 12 (разрез по  $70^\circ$  в.д. – 2007 г.), которая попадает в область АСФ в верхней части материкового склона. Пунктирной линией нанесен фоновый профиль температуры,  $\delta H$  – толщина интрузии,  $\delta\theta$  – величина температурной аномалии в интрузии, характеризующая интенсивность интрузионного расслоения в локальной области АСФ.

фактором, т.е. процессами двойной диффузии. В этом случае всегда существует область изменения  $\varepsilon$ , в которой происходит уменьшение интенсивности интрузионного расслоения, обусловленного двойной диффузией с ростом бароклинности фронта  $\varepsilon$  (т.е. с ростом  $\gamma_\rho$ ). Когда  $L/L_R > 1$ , а величина  $\varepsilon > 0.01$ , основной вклад в неустойчивость термоклинно-бароклинного фронта и в последующий процесс интрузионного расслоения вносит бароклиная неустойчивость. При  $L/L_R \sim 1$  интрузионное расслоение определяет оба фактора – двойная диффузия и бароклиная неустойчивость [11].

Основная проблема определения механизма, ответственного за интрузионное расслоение в той или иной фронтальной зоне океана, лежит в достоверности определения трансфронтального масштаба интрузии  $L$  на основе натуральных измерений. Значительная пространственная дискретность большинства измерений на трансфронтальных разрезах [6, 8, 11, 16, 17] не позволяет прямо определять  $L$ . Поэтому, учитывая квази-

изопикнический характер распространения интрузий, в [16] для каждой выделенной интрузии ее горизонтальный масштаб вдоль изопикнической поверхности с высокой степенью достоверности оценивался с помощью параметра  $L_a = \delta\theta / (T_L)_\rho$  – трансфронтального адиабатического масштаба [6]. Этот масштаб есть расстояние, на которое должна быть перемещена частица воды вдоль изопикны при наличии изопикнического градиента потенциальной температуры  $(T_L)_\rho$ , что бы на температурном профиле возникла аномалия  $\delta\theta$ .

Малая пространственная дискретность измерений между станциями на трансфронтальных разрезах, попадающих в область АСФ в море Содружества в последних наблюдениях 2011–2013 гг., составляет  $X \approx 1.8$  км, а иногда  $X \leq 1$  км [5]. Вместе с быстротой выполнения разрезов это позволяет прямо оценить горизонтальный масштаб интрузий  $L$ . Однако, в более ранних натуральных экспериментах 2004–2007 гг. дискретность наблюдений в области АСФ чаще была  $X \approx 3–5.5$  км, что не все-

Средние величины горизонтальных параметров АСФ термоклинности –  $(T_L)_\rho$  и бароклинности –  $\gamma_\rho$ , –  $Ri_g$ , –  $\varepsilon$  и характеристик фронтальных интрузий: температурной аномалии  $|\delta\theta|$ , толщины –  $\delta H$ , горизонтального масштаба –  $L \approx L_a$  – трансфронтальному адиабатическому масштабу и бароклинного радиуса деформации –  $L_R$  – в верхнем 100–300 м слое и в нижнем 300–600 м слое в море Содружества в летний период

Слой, м	$\delta H$ , м	$ \delta\theta $ , °С	$\gamma_\rho \times 10^{-3}$	$Ri_g$	$(T_L)_\rho \times 10^{-5}$ , °С/м	$L_a$ , км	$L_R$ , км	$L_a/L_R$	$\varepsilon \equiv Ri_g^{-0.5}$
100–300	83	0.44	11.3	45	5.8	10.4	1.5	6.8	0.15
300–600	67	0.45	19.7	23	18.7	2.7	1.4	1.9	0.21

гда позволяет прямую достоверную оценку  $L$  [1, 4]. Поэтому, в этих случаях для оценки  $L$  так же используется параметр  $L_a$ .

### АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ АСФ И МАСШТАБОВ ИНТРУЗИЙ

По данным натуральных измерений на шельфе и склоне в море Содружества в 2004–2007 гг. и в 2011–2013 гг. (см. рис. 1а) на станциях попадающих в область АСФ в слое 100–600 м выделены и проанализированы более 80 интрузий. Толщина интрузионных слоев составляет  $\delta H \approx 20$ –250 м. Величина  $\delta H$  сопоставима с толщиной интрузий, выделенных в ЮПФЗ [6], и является одной из самых больших для бароклинно-термоклинных фронтов в океане. Детальный анализ всех трансфронтальных разрезов [4] показал, что слой толщиной 100–600 м, в котором существует АСФ, условно можно разделить на два слоя (верхний – 100–300 м и нижний – 300–600 м). Эти слои сильно различаются по величине горизонтальных параметров фронта и по масштабам фронтальных интрузий, средние значения которых представлены в таблице.

Верхний слой 100–300 м характеризуется наличием, в основном, теплых и протяженных (до 10 км и более) квазициклонических интрузий (см. рис. 1б и 1в), при распространении на шельф относительно теплых МЦГВ. Пространственное разрешение натуральных наблюдений позволяет вполне достоверно (с точностью до порядка величины  $X$ ) определять горизонтальный масштаб интрузий  $L$  в слое 100–300 м, когда они идентифицируются на нескольких станциях на разрезе (см. рис. 1б, а также рис. 2 в [4]). В отличие от верхнего слоя, в нижнем слое 300–600 м количество выделенных теплых и холодных интрузий приблизительно одинаково. В среднем толщина интрузий  $\delta H = 67$  м в нижнем слое меньше, чем в верхнем –  $\delta H = 83$  м. Однако средние интенсивности интрузионного расслоения в этих слоях, выраженные в абсолютной величине температурных аномалий в интрузиях  $|\delta\theta|$  близки ( $\approx 0.44$ – $0.45$ °С) (см. таблицу). При этом величина  $|\delta\theta|$  в отдельных интрузиях может значительно превышать 1°С (см. рис. 2).

Основной особенностью АСФ являются его большие степени бароклинности  $\gamma_\rho$  и термоклинности  $(T_L)_\rho$  по сравнению с другими термоклинно-бароклинными фронтами в Мировом океане [6, 8, 11, 15, 16]. Сравнение с мезомасштабными горизонтальными параметрами ЮПФЗ [6] показали, что в АСФ  $\gamma_\rho$  в 3 раз выше,  $(T_L)_\rho$  более чем в 4 раза выше, а интенсивность интрузионного расслоения  $|\delta\theta|$  почти в 2 раза больше, чем в ЮПФЗ (см. таблицу).

Вихререзающий масштаб натуральных наблюдений (особенно в 2011–2013 гг.) [5] позволяет определять не только мезомасштабные, но и локальные горизонтальные параметры АСФ. Оказалось, что их отличие в нижнем и верхнем слоях еще значительней, чем масштабы фронтальных интрузий. Так, в нижнем слое степень бароклинности фронта, определяемая параметрами  $\gamma_\rho$  и  $Ri_g$ , почти в 2 раза выше, а степень термоклинности фронта  $(T_L)_\rho$  более чем в 3 раза выше, чем в верхнем слое (см. таблицу). Поэтому величина трансфронтального адиабатического масштаба в нижнем слое  $L_a \approx 2.7$  км в 4 раза меньше, чем в верхнем слое, где  $L_a \approx 10.4$  км (см. таблицу). В отдельных случаях величина  $L_a$  в слое 100–300 м превышает 15 км (см. рис. 2 в [4]). Оценки  $L_a$  для верхнего слоя достоверны, так как хорошо согласуются с прямыми оценками  $L$ , полученными непосредственно из анализа разрезов (см. рис. 1б).

Полученные оценки показывают, что масштабы интрузий  $\delta H$  и  $L_a$  в верхнем слое значительно превышают эти масштабы в нижнем слое, однако интенсивности интрузионного расслоения  $|\delta\theta|$  в этих слоях близки (см. таблицу). Чем это обусловлено? Из корреляционного анализа следует, что в нижнем слое АСФ существует значимая положительная связь между  $\gamma_\rho$  и  $(T_L)_\rho$ , т.е. локальное увеличение термоклинности АСФ сопровождается увеличением степени бароклинности. В связи с этим отмечается уменьшение вертикального масштаба  $\delta H$  и значительное уменьшение горизонтального масштаба  $L_a$  интрузий в нижнем слое по сравнению с верхним слоем (см. таблицу). Значительная интенсивность интрузионного расслоения  $|\delta\theta|$  (см. рис. 2) в нижнем слое АСФ обеспе-

чивается высокой степенью термоклинности фронта в локальных областях (см. рис. 1 в [5]), что подтверждается значимой положительной корреляционной связью между  $(T_L)_\rho$  и  $|\delta\theta|$ . Эти выводы совпадают с выводами, полученными в [16]. Чем выше степень  $(T_L)_\rho$  фронта, тем интенсивнее наблюдаются фронтальные интрузии, а увеличение  $\gamma_\rho$  фронта приводит к уменьшению вертикальных масштабов интрузий  $\delta H$ . Для АСФ эти выводы можно дополнить: увеличение  $\gamma_\rho$  приводит еще и к значительноному уменьшению горизонтальных масштабов интрузий  $L$ , которые достоверно определяются по данным натурных измерений, особенно, выполненных в последние 2011–2013 гг. [5].

Для большинства выделенных в области АСФ интрузий оказалось, что  $L_a > L_R = N\delta H/f$  – локального бароклинного радиуса деформации Россби на общем фоне исключительно высокой степени бароклинности фронта, когда  $\varepsilon \gg 0.01$  (см. таблицу). Из [6, 11, 12] следует, что физическая природа интрузионного расслоения АСФ и динамика интрузий в области фронта (в обоих слоях) определяется бароклинным, а не термохалинным фактором. В верхнем слое интрузионное расслоение в основном обусловлено мезомасштабными структурообразующими процессами – стоком АШВ на наклонном дне, который создает бароклинное поле плотности и инициирует изопикнический компенсационный апвеллинг теплых ЦГВ в области бровки шельфа (см. рис. 1б). Масштабы  $\delta H$  и  $L_a$  интрузий ЦГВ на бровке шельфа и МЦГВ на шельфе в верхнем слое значительно превышают масштабы интрузий в нижнем слое (см. таблицу). Связано это с тем, что в нижнем слое причиной интрузионного расслоения является локальная бароклинная неустойчивость АСФ с меньшим характерным горизонтальным масштабом [5].

Далее следует отметить факт совпадения средней величины бароклинного радиуса деформации Россби фронтальных интрузий  $L_R = N\delta H/f \approx 1.4$  км в нижнем слое (см. таблицу) и средней величины локального бароклинного радиуса деформации Россби  $Rd_L \approx (g'H_{шв})^{0.5}/f \approx 1.4$  км (см. табл. 2 в [4]), основанный на толщине стекающих шельфовых вод  $H_{шв}$  и горизонтальном перепаде плотности в районе бровки шельфа  $\Delta\rho_x$ . Здесь,  $g' = (\Delta\rho_x/\rho)g$  – редуцированное ускорение свободного падения. Оценки  $Rd_L$  и  $L_R$  получены независимым образом. Близкие значения средних величин  $Rd_L$  и  $L_R$  показывают, что локальный горизонтальный масштаб неустойчивости фронта стекающих холодных АШВ на бровке шельфа [5] совпадает с горизонтальным масштабом интрузионного расслоения в области АСФ. Таким образом, подтверждается предположение, что периодически наблюдаемое локальное обострение и

неустойчивость АСФ, последующее усиление интрузионного расслоения на бровке шельфа связано с событийным характером стока АШВ [3, 4].

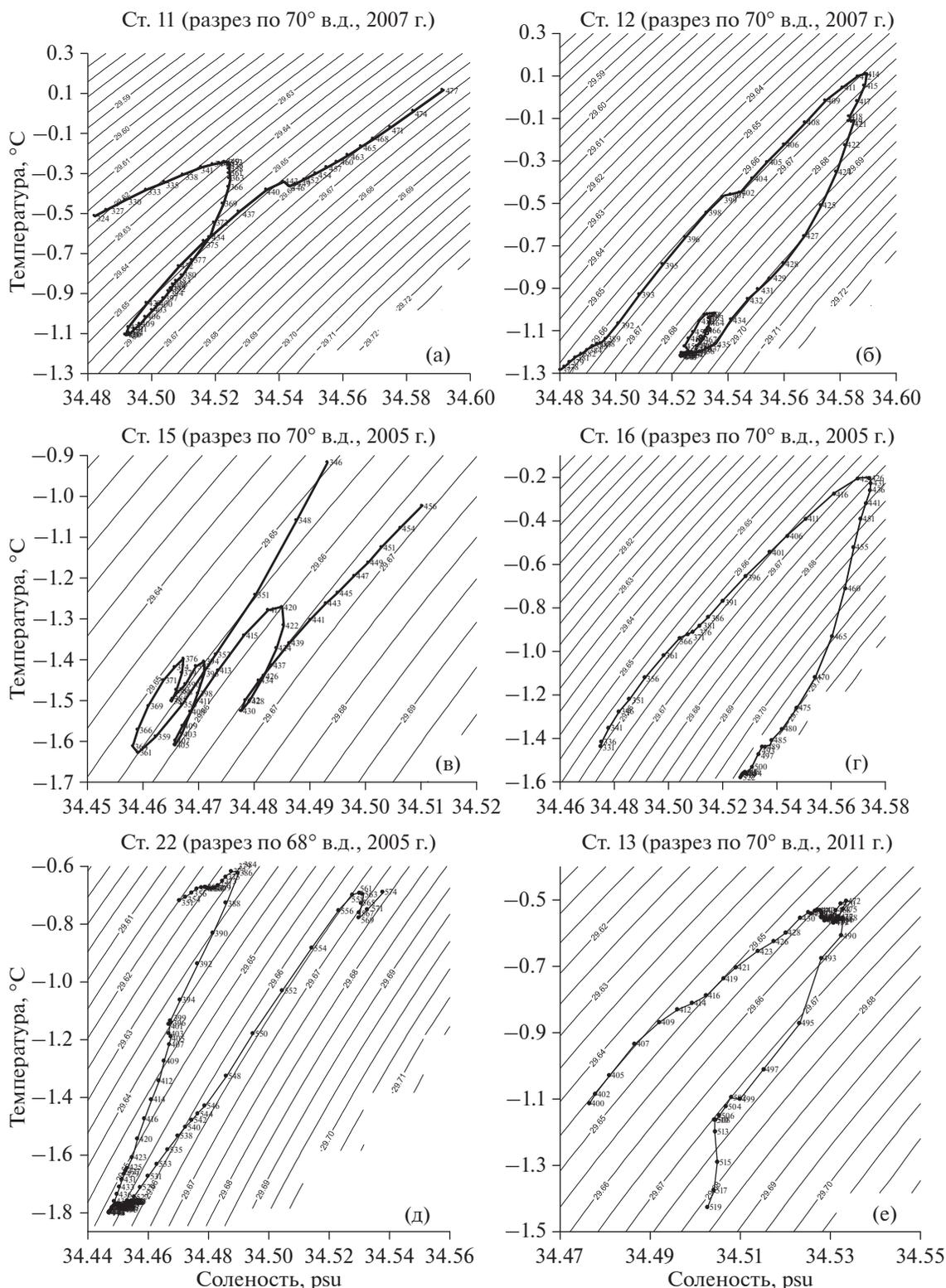
Из оценок  $L_a$  и  $L_R$  следует, что в верхнем слое средняя величина отношения  $L_a/L_R = 6.8$  велика и более чем в 3 раза превышает  $L_a/L_R = 1.9$  в нижнем слое, хотя средние значения  $L_R$  в обоих слоях близки. Резкое уменьшение величины  $L_a/L_R$  в нижнем слое также обусловлено значительным увеличением  $\gamma_\rho$  и  $(T_L)_\rho$  при локальном обострении АСФ, которое приводит к резкому уменьшению масштабов интрузий (особенно  $L_a$ ) (см. таблицу). Наблюдается обратно пропорциональная зависимость между параметрами  $L_a/L_R$  и  $\gamma_\rho$ , также как и для фронтальной зоны Гольфстрима [8].

Проведенный анализ показывает, что начальное условное разделение всего слоя выделения интрузий в области АСФ на два слоя оказалось естественным. Значительное различие в масштабах интрузионного расслоения в этих слоях обусловлено преобладанием разных механизмов формирования интрузий.

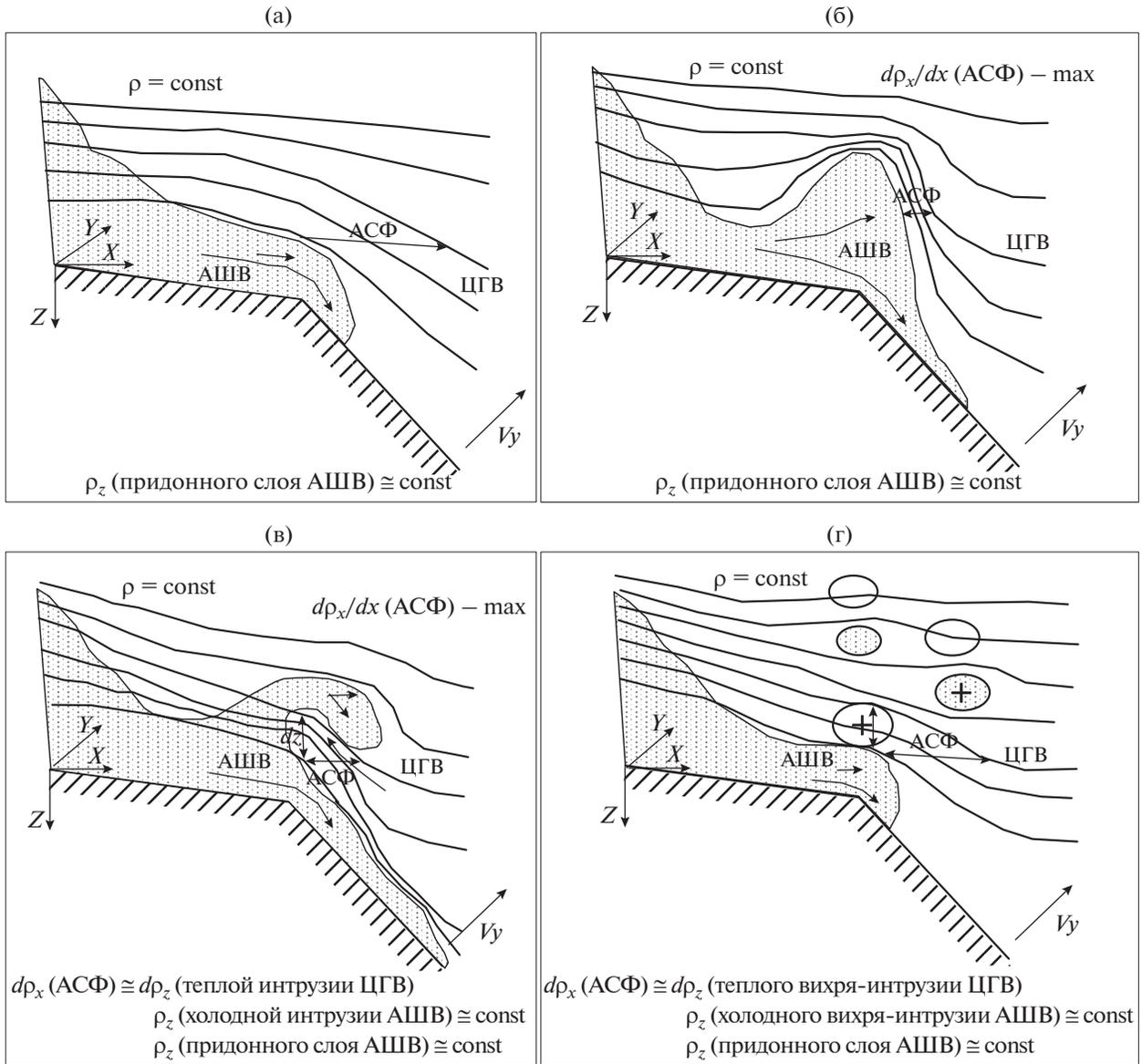
#### КЛАССИФИКАЦИЯ ФРОНТАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ

Анализ множества тонкоструктурных вертикальных термохалинных и плотностных профилей на станциях, попадающих в область АСФ в различных частях моря Содружества и в заливе Прюдс, позволил классифицировать фронтальные интрузии. Их можно разделить по степени развития: нестационарные интрузии в период неустойчивости и интрузионного расслоения фронта, нестационарные вихри-интрузии в период развития и развитые – квазистационарные вихри-интрузии. Характерные  $\theta$ ,  $S$ -кривые для каждого из типов холодных и теплых интрузий, построенные по сглаженным вертикальным термохалинным профилям (скользящее осреднение по 5 значениям) в поле условной потенциальной плотности, приведенной к средней глубине возникновения и распространения интрузий ( $\sigma_{400}$  – относительно отсчетного уровня давления  $p = 400$  дб), представлены на рис. 3.

В некоторых нестационарных холодных интрузиях и во всех нестационарных вихрях-интрузиях наблюдаются локальные инверсии плотности на профилях  $\sigma_{400}$ , которые на  $\theta$ ,  $S$ -кривых выглядят в виде “петель” (см. рис. 3а, 3в). Такие инверсии плотности указывают на возможность гидростатической неустойчивости и всегда подтверждаются соответствующими вертикальными профилями  $\theta$  и  $S$ , которые, даже сглаженные скользящим осреднением, характеризуются сильной изрезанностью (см. рис. 4 в [4], а также рис. 3 в [5]). Инверсии  $\sigma_{400}$  наблюдаются только в области АСФ. Здесь отметим, что анализируются



**Рис. 3.** Характерные локальные  $\theta, S$ -кривые холодных – (а), (в), (д) и теплых – (б), (г), (е) фронтальных интрузий в поле условной потенциальной плотности  $\sigma_{400}(z)$  (сглаженные скользящим осреднением по пяти значениям) в области АСФ. Нестационарные интрузии в период бароклинной неустойчивости АСФ – холодная – (а) и теплая – (б) – развивающийся вихревой диполь (см. также рис. 5в). Нестационарные вихри-интрузии в процессе развития – холодный – (в) и теплый – (г) – вихревой диполь (см. также рис. 5г). Квазистационарные – развитые вихри-интрузии – холодный – (д) и теплый – (е) (см. так же рисунки в [3, 5]).



**Рис. 4.** Схема локальной бароклинной неустойчивости АСФ – 4 стадии развития, подтвержденные данными натурных наблюдений (см. рис. 5): 1 стадия – подход фронта холодных и плотных АШВ к бровке шельфа – (а). 2 стадия – локальное обострение и увеличение толщины АСФ – (б). Наблюдается максимальная бароклинность  $\gamma_\rho$  и термоклинность  $(T_L)_\rho$  АСФ; 3 стадия собственно бароклинная неустойчивость и процесс интрузионного расслоения – (в). Наблюдается: максимальная локальная величина  $\gamma_\rho$  и  $(T_L)_\rho$  АСФ; вертикальная плотностная стратификация  $d\rho_z$  теплой нестационарной интрузии характеризует локальную горизонтальную стратификацию  $d\rho_x$  АСФ; вертикальная квазиоднородность –  $\rho_z \approx \text{const}$  холодной нестационарной интрузии; 4 стадия – формирование и развитие нестационарных вихрей-интрузий – (г). Наблюдается:  $d\rho_x$  (теплого вихря-интрузии)  $\approx d\rho_x$  (АСФ);  $\rho_z = \text{const}$  холодного вихря-интрузии.

только значимые или “обеспеченные” большим количеством измерений локальные инверсии  $\sigma_{400}$  толщиной  $\sim 10\text{--}40$  м. Кроме этого, возможность гидростатической неустойчивости в рассматриваемых локальных интрузионных слоях также подтверждается точным расчетом величины устойчивости  $E = (d\rho/dz)_{\text{in situ}} - (d\rho/dz)_A < 0$ . Здесь  $(d\rho/dz)_{\text{in situ}}$  – вертикальный градиент фактической плотности *in situ*, а  $(d\rho/dz)_A = g\rho/c^2$  – адиабатический

градиент плотности,  $c$  – скорость звука в слое [4].

Инверсии на профилях  $\sigma_{400}$  (“петли” на  $\theta$ ,  $S$ -кривых), вероятно, могут возникать при турбулентном перемешивании в результате интрузионного расслоения после бароклинной неустойчивости в локальной области АСФ (см. рис. 3а). При смешении вод с различными  $\theta$ ,  $S$ -индексами может проявляться эффект уплотнения, характерный

для антарктического склона [18]. Развиваясь и приобретая завихренность в процессе геострофического приспособления, интрузии превращаются в бароклинные вихри-интрузии [5]. В этот период в их ядрах происходит турбулентное перемешивание, обусловленное завихренностью, которое также проявляется в поле плотности в виде инверсий  $\sigma_{400}$  (см. рис. 3в).

Нестационарные теплые интрузии и/или вихри-интрузии также имеют характерные локальные инверсии  $\sigma_{400}$ , но только на границах интрузий (см. рис. 3б и 3г). Они идентифицируют турбулентное перемешивание при взаимодействии вод с различными термохалинными и плотностными характеристиками, которое (как уже отмечалось) приводит к эффекту уплотнения при смешении этих вод. Однако в ядрах теплых интрузий турбулентность не проявляется, так как они стратифицированы по плотности, что препятствует перемешиванию (см. рис. 3б и 3г).

В отличие от нестационарных интрузий, развитые вихри-интрузии характеризуются однородным или слабостратифицированным ядром (см. рис. 3д и 3е, а также рис. 5б в [3]). Инверсий  $\sigma_{400}$  (“петель” на локальных  $\theta$ ,  $S$ -кривых) не наблюдается, что не исключает турбулентного перемешивания, но оно не проявляется в поле плотности, так как ядро у развитых вихрей-интрузий в значительной степени перемешано.

### ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИОННОГО РАССЛОЕНИЯ АСФ

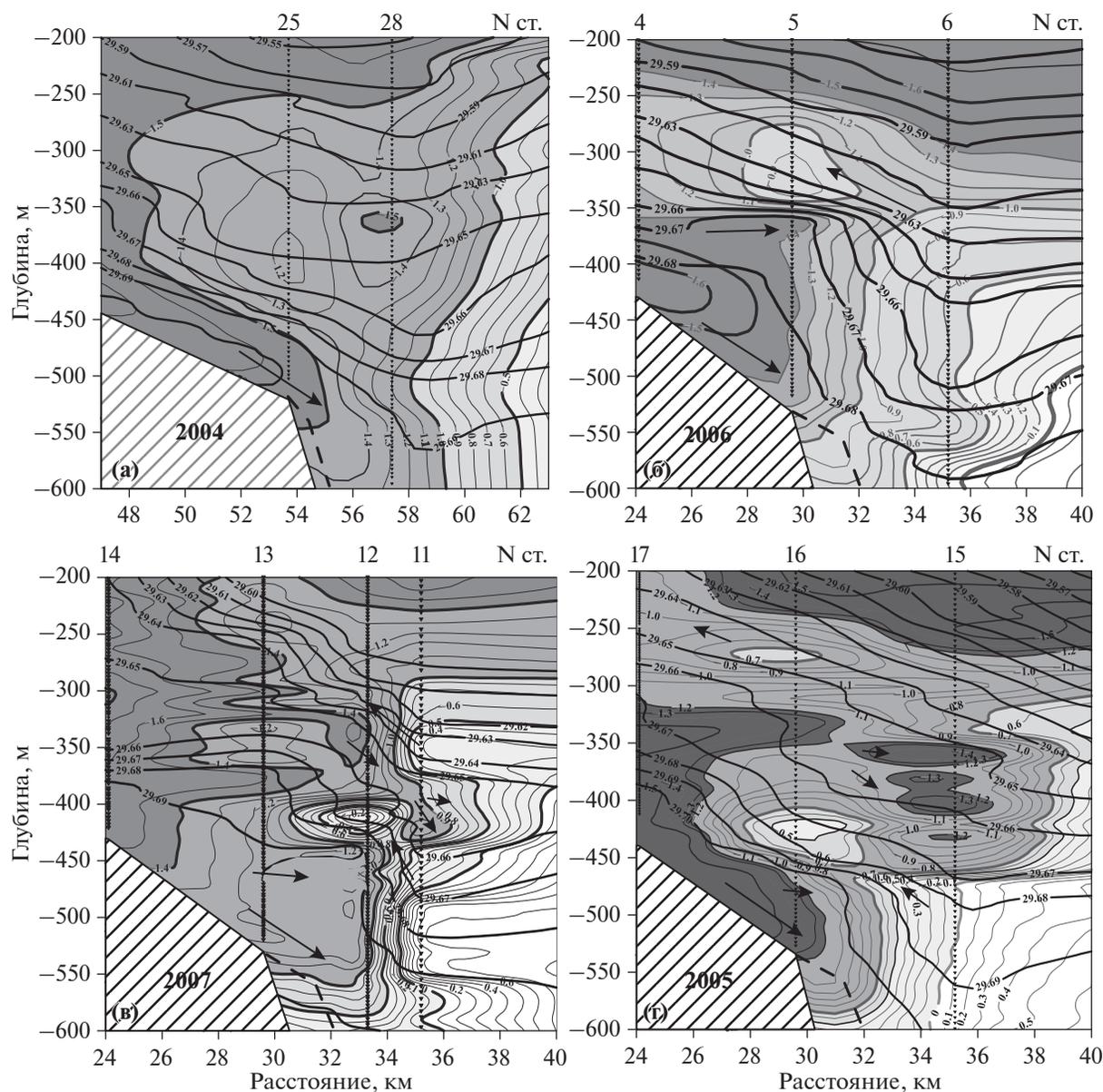
Область АСФ бывает плотно упакована холодными и теплыми интрузиями и/или вихрями-интрузиями на разных стадиях развития, которые взаимодействуют друг с другом на уровне равной плотности, что подтверждается данными натурных наблюдений (см. рис. 4г, 5в, 5г и 6а). Нестационарные интрузии и вихри-интрузии (см. рис. 3а–3г) наблюдаются, как правило, на фоне значительного увеличения (в 2–3 раза) горизонтальных параметров АСФ  $\gamma_\rho$  и  $(T_L)_\rho$  (см. таблицу и рис. 5в и 5г), т.е. при значительном уменьшении геострофического числа Ричардсона  $Ri_g = (f/N\gamma_\rho)^2$  (см. таблицу). При слабой изменчивости фоновой стратификации в случаях локального обострения АСФ можно ожидать уменьшения  $Ri_g$  вплоть до критических значений, когда возникает турбулентность [8]. Полученные достоверные оценки  $Ri_g \leq 1/4$  для некоторых интрузий (см. рис. 2 в [5]), указывают на происходящее турбулентное перемешивание в результате интрузионного расслоения АСФ при взаимодействии вод с различными термохалинными и плотностными характеристиками.

Прямые оценки  $L$  в нижнем слое 300–600 м АСФ на основе натурных наблюдений, выполненных с вихреразрешающей пространственной

дискретностью (в 2011–2013 гг.), подтверждают, что для нестационарных интрузий и/или вихрей-интрузий характерно  $L \approx L_R$ , т.е.  $L/L_R \approx 1$ . Из анализа устойчивости АСФ на бровке шельфа и в верхней части склона следует, что неустойчивой является только та часть фронта (или весь фронт), где наблюдается локальное обострение горизонтального градиента плотности. А диаметр  $D$  нестационарных вихрей-интрузий, возникающих в результате локальной неустойчивости АСФ, будет близок к локальному барокливному радиусу деформации фронта ( $D \approx Rd_L$ ) [5]. Поскольку  $Rd_L \approx L_R$  (было показано выше), то  $Rd_L \approx L_R \approx D \approx L$ , как это наблюдается в действительности (см. рис. 5в и 5г и рис. 1 и 2 в [5]).

Совпадение оценок  $L \approx L_R \approx Rd_L \approx D$ , полученных независимыми способами на основе данных натурных наблюдений, согласуется с обобщенными выводами лабораторных исследований устойчивости бароклинных вихрей и фронтов во вращающейся жидкости [7]. Исходя из этого, можно сделать предположение о 3D характере движения в локальной неустойчивой области АСФ. Начальный горизонтальный вдольфронтальный масштаб неустойчивости АСФ —  $Rd_L$  близок по величине к горизонтальному трансфронтальному масштабу интрузионного расслоения  $L$ . А характерный вертикальный масштаб сформированных нестационарных интрузий —  $\delta H$  близок по величине характерному вертикальному масштабу неустойчивости АСФ —  $H^*$  [5]. Т.е. величина  $L$ , вероятно, характеризует локальный масштаб смещения АСФ в трансфронтальном направлении в процессе 3D бароклинной неустойчивости (см. рис. 5в), что похоже на описание неустойчивости бароклинного течения, представленное в [14].

Однако величина  $L/L_R \approx 1$  не означает, что термохалинный и бароклинный факторы в равной мере являются причиной интрузионного расслоения АСФ [10, 11], так как при этом наблюдается очень большая бароклинность фронта  $\epsilon \gg 0.01$  (см. таблицу). Можно предположить, что неустойчивость и интрузионное расслоение АСФ обусловлены именно бароклинным фактором. Многочисленные признаки турбулентного перемешивания (см. рис. 3), также говорят в пользу этого предположения. Еще одно подтверждение преобладания локальной бароклинной неустойчивости в области АСФ можно найти на рис. 6а, где в плоскости трансфронтального разреза в поле температуры отчетливо видна характерная интрузионная структура АСФ. Также хорошо видно локальное (по вертикали) обострение АСФ (см. рис. 6а, 6г). Локальная интрузионная структура АСФ по форме совпадает с плотностной интрузионной структурой бароклинного фронта, сформированной в процессе 3D бароклинной не-

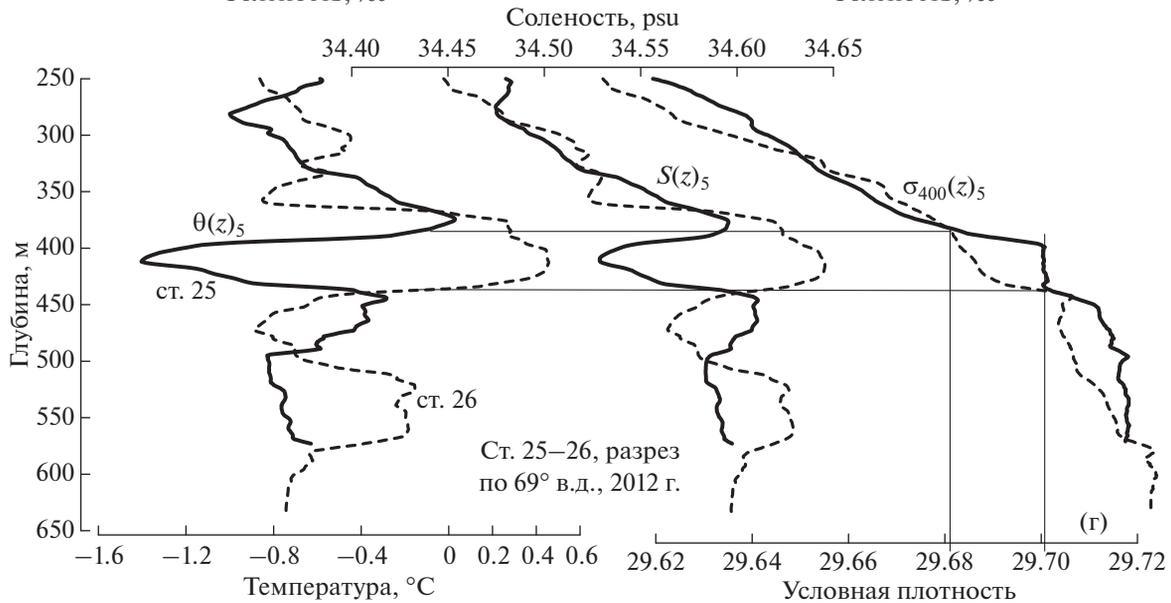
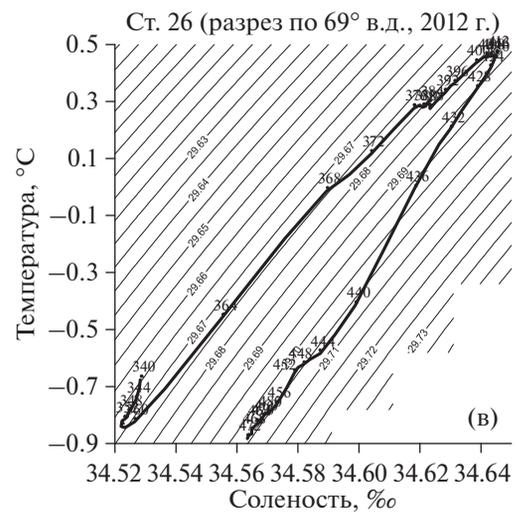
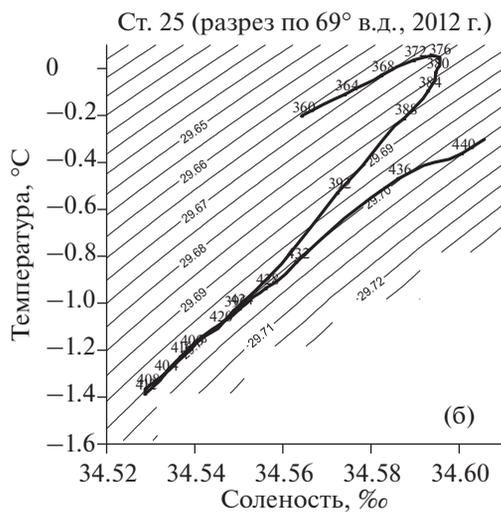
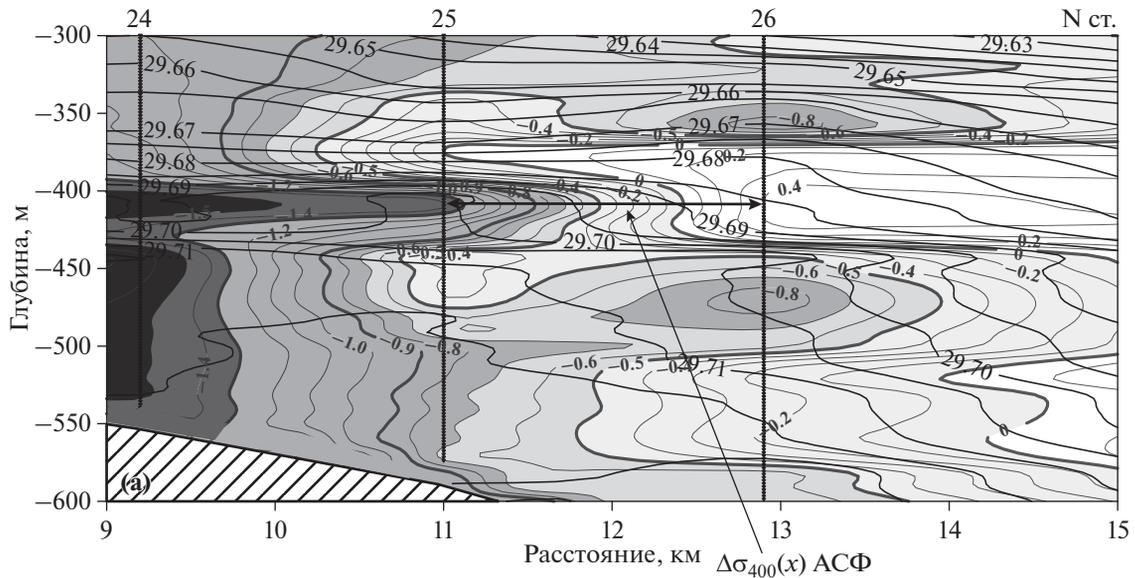


**Рис. 5.** Совмещенные трансфронтальные разрезы  $\theta^{\circ}\text{C}$  и  $\sigma_{400}$ , характеризующие каждую из стадий развития локальной бароклинной неустойчивости АСФ (см. рис. 4): (а) – подход фронта АШВ к бровке шельфа (1 стадия – разрез по  $70^{\circ}$  в.д., 2004 г.); (б) – локальное обострение и увеличение толщины АСФ (2 стадия – разрез по  $70^{\circ}$  в.д., 2006 г.); (в) – собственно бароклинная неустойчивость и процесс интрузионного расслоения (3 стадия – разрез по  $70^{\circ}$  в.д., 2007 г.); (г) – формирование и развитие нестационарных вихрей-интрузий, (4 стадия – разрез по  $70^{\circ}$  в.д., 2005 г.). Стрелками показаны возможные движения в плоскости разреза. Пунктирной линией показан уточненный профиль бровки шельфа (по наблюдениям 2011–2013 гг.).

устойчивости, которая исследовалась на основе теоретической модели (см. рис. 1в в [9]). Форма вертикального профиля  $\sigma_{400}$  в области интрузионного расслоения АСФ (см. рис. 6г) также сов-

падает с характерной формой модельного профиля отклонения плотности от среднего состояния в области бароклинного фронта после 3D бароклинной неустойчивости (см. рис. 1г в [9]).

**Рис. 6.** Совмещенный трансфронтальный разрез  $\theta^{\circ}\text{C}$  и  $\sigma_{400}$  (выполнен по меридиану  $69^{\circ}$  в.д. в 2012 г.), характеризующий процесс интрузионного расслоения в области АСФ – (а). Характерные локальные  $\theta$ ,  $S$ -кривые холодной – (б) и теплой – (в) интрузий в поле условной потенциальной плотности  $\sigma_{400}(z)$  (сглаженные скользящим усреднением по пяти значениям) и характерные вертикальные профили  $\theta(z)$ ,  $S(z)$  и  $\sigma_{400}(z)$  (сглаженные скользящим усреднением по пяти значениям – индекс 5) – (г) на станциях 25 и 26 (разрез по  $69^{\circ}$  в.д., 2012 г.) в области АСФ.



$\Delta\sigma_{400}(z)$  теплой интрузии  $\cong \Delta\sigma_{400}(x)$  АСФ  
 $\sigma_{400}(z)$  холодной интрузии  $\cong \text{const}$

## РАЗВИТИЕ НЕУСТОЙЧИВОСТИ АСФ

Выше было сделано предположение, что, вероятно, основной причиной интрузионного расслоения в нижнем слое 300–600 м АСФ является 3D бароклинная неустойчивость. Приведем схему развития неустойчивости в виде четырех стадий (см. рис. 4), подтвержденную данными натурных наблюдений (см. рис. 5). Первая стадия – подход холодных и плотных АШВ к бровке шельфа в виде придонного гравитационного течения, которое в определенные периоды, вероятно, может быть устойчивым (см. рис. 1б, 4а, 5а). Однако из анализа натурных наблюдений следует, что каскадинг АШВ является неустойчивым уже на шельфе еще при малых уклонах дна [4]. На бровке шельфа и на склоне при резком увеличении уклона дна наблюдается значительное (иногда в 4–5 раз) увеличение толщины стекающих АШВ до 150–200 м и локальное по высоте обострение АСФ – вторая стадия (см. рис. 4б, 5б). Резкое локальное увеличение термоклинности (и халоклинности)  $(T_L)_p$  приводит к увеличению бароклинности АСФ  $\gamma_p$ , когда величина  $d\rho_x/dx$  максимальна. В локальной области АСФ приближается к чисто бароклинному состоянию [5]. На этой стадии каскадинг приобретает неустойчивый характер, т.е. неустойчивости АСФ способствует резкое увеличение уклона дна [3–5].

Следующей, третьей стадией является собственно бароклинная неустойчивость, это непродолжительный промежуток времени – момент неустойчивости. Бароклинная неустойчивость индуцируется вертикальным сдвигом горизонтальной скорости, при условии, что этот сдвиг скорости порождается горизонтальным градиентом потенциальной плотности. В этом случае источником кинетической энергии возмущений служит бароклинная доступная потенциальная энергия, мерой которой является локальная горизонтальная плотностная неоднородность [19]. На этой стадии величина  $d\rho_x/dx$  также максимальна в АСФ. При неустойчивости АСФ наблюдается локальный “прогиб” (или “разрыв”) фронта и взаимопроникновение теплых и холодных вод, т.е. происходит процесс интрузионного расслоения (см. рис. 4в и 5в). “Прогиб” фронта выражается в локальном резком уменьшении бароклинности – вплоть до совпадения изопикн с изобарами. Фронт становится практически чисто термоклинным и возникает изопикнический градиент температуры. В результате неустойчивости образуется диполь – теплая и холодная интрузии, которые распространяются квазиизопикнически в трансфронтальном направлении на уровне равной плотности (см. рис. 5в). Далее следует отметить, что трансфронтальный перепад плотности  $d\rho_x$  в локальной области АСФ близок к вертикальному перепаду плотности  $d\rho_z$  в теплой нестационарной

интрузии ЦГВ, сформированной в процессе локальной неустойчивости АСФ (см. рис. 4в и 5в). В то же время холодные интрузии характеризуются вертикальной плотностной квазиоднородностью  $\rho_z \approx const$  (см. рис. 3а, 4в, 5в, 6а, 6б, 6г), которая является характерной и для стекающих в придонном слое холодных АШВ на всех стадиях развития неустойчивости АСФ (см. рис. 1б, 1в и рис. 5).

Образованные интрузии развиваются и под действием силы Кориолиса приобретают завихренность. Происходит геострофическое приспособление – превращение интрузий в нестационарные квазигеострофические вихри-интрузии (возникают вихревые диполи) – четвертая стадия. Ядра этих вихрей-интрузий по  $\theta$ ,  $S$ -характеристикам отличаются от окружающих вод (см. рис. 4г и 5г). Нестационарность холодного вихря-интрузии характеризуется турбулентным перемешиванием в ядре вихря, которое отражается в поле плотности в виде инверсий (см. рис. 3в, а также рис. 4д в [3]). Вихри распространяются квазиизопикнически в области АСФ (в плоскости трансфронтального разреза), но основное движение развивается в направлении среднего потока. Для этой стадии характерны также  $d\rho_x$  (АСФ)  $\approx d\rho_z$  (теплый вихрь-интрузия ЦГВ) и  $\rho_z \approx const$  (холодный вихрь-интрузия АШВ) (см. рис. 4г и 5г). В дальнейшем развитые бароклинные вихри-интрузии либо размываются в процессе вязкой релаксации, либо разбиваются на более мелкие вихри в результате вторичной бароклинной неустойчивости (см. рис. 2 в [5]).

Таким образом, вертикальная плотностная стратификация нестационарных теплых интрузий характеризует горизонтальную стратификацию в локальной области АСФ при бароклинной неустойчивости. А локальный вертикальный масштаб неустойчивости фронта  $H^* \approx 30–60$  м определяет вертикальный масштаб  $\delta H$  нестационарных интрузий и/или вихрей-интрузий (см. рис. 5в, 5г, а также рис. 2 в [5]).

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Формирование бароклинно-термоклинного АСФ обусловлено стоком плотных и холодных АШВ. Каскадинг АШВ инициирует компенсационный изопикнический апвеллинг теплых ЦГВ и активизирует присклоновую циркуляцию даже в летний период. Вместе они являются мезомасштабными структурообразующими процессами, которые формируют интрузионную структуру вод на бровке шельфа и на шельфе. На фоне этих процессов в периоды локального обострения АСФ периодически развивается бароклинная неустойчивость, которая формирует регулярную интрузионную структуру меньшего масштаба.

В связи с разными процессами и разными масштабами интрузионного расслоения АСФ естественным образом разделяются на 2 слоя – верхний слой 100–300 м и нижний 300–600 м. В верхнем слое преобладает мезомасштабный компенсационный изопикнический апвеллинг, а в нижнем – локальная бароклинная неустойчивость. В этих слоях параметры фронта и масштабы интрузий сильно отличаются. В нижнем слое, по сравнению с верхним слоем, термоклинность  $(T_L)_\rho$  больше в 3 раза, а бароклинность  $\gamma_\rho$  больше почти в 2 раза. Увеличение  $(T_L)_\rho$  и  $\gamma_\rho$  обуславливает уменьшение масштабов интрузионного расслоения – вертикального  $\delta H$  и особенно горизонтального  $L_a$  (в 4 раза) – в нижнем слое. Тем не менее, наблюдаемая интенсивность интрузий  $|\delta\theta|$  в нижнем слое велика и обеспечивается повышенной термоклинностью АСФ. Т.е., согласно наблюдениям, существует следующая закономерность: чем выше  $(T_L)_\rho$  фронта, тем интенсивнее наблюдаемые фронтальные интрузии, а увеличение  $\gamma_\rho$  фронта приводит к уменьшению вертикальных и горизонтальных масштабов интрузий.

Особенностью АСФ являются присущие ему большие величины  $\gamma_\rho$  и  $(T_L)_\rho$  по сравнению с другими термоклинно-бароклинные фронты в Мировом океане. Так, в АСФ  $\gamma_\rho$  – в 3 раз выше,  $(T_L)_\rho$  – более чем в 4 раза выше, а интенсивность интрузионного расслоения амплитуда температурных аномалий  $|\delta\theta|$  почти в 2 раза больше, чем в ЮПФЗ.

Анализ масштабов интрузий и горизонтальных параметров АСФ подтверждает, что физическая природа интрузионного расслоения АСФ, мезомасштабная и локальная динамика интрузий в области фронта (в обоих слоях) определяются бароклиненным фактором.

Фронтальные интрузии можно разделить по степени развития на: нестационарные интрузии в период локальной неустойчивости АСФ, нестационарные вихри-интрузии в период развития и развитые – квазистационарные вихри-интрузии.

Для всех теплых интрузий в области АСФ (в обоих слоях) независимо от механизма формирования и стадии развития, характерна вертикальная стратификация (но теплое и соленое ядро таких интрузий распространяется квазиизопикнически), тогда как холодные интрузии характеризуются вертикальной плотностной однородностью в ядре интрузии.

Горизонтальный перепад плотности в локальной области АСФ в период бароклинной неустойчивости близок по величине к локальному вертикальному перепаду плотности в стратифицированной нестационарной теплой интрузии, сформированной в процессе неустойчивости.

При локальной неустойчивости АСФ отмечается уменьшение геострофического числа Ричардсона  $Ri_g$  вплоть до критических значений, когда возможно возникновение турбулентности.

Оценки, полученные независимым образом показывают, что при неустойчивости АСФ локальный бароклинный радиус деформации фронта  $Rd_L$  близок по величине к бароклинному радиусу деформации фронтальных интрузий  $L_R$ , основанному на характерном вертикальном масштабе сформированных нестационарных интрузий  $\delta H$ , который, в свою очередь, близок по величине к характерному вертикальному масштабу неустойчивости АСФ  $H^*$  [5].

Развитие бароклинной неустойчивости АСФ можно разделить на 4 стадии, подтвержденные данными натурных наблюдений. Первая стадия – подход АШВ к бровке шельфа и формирование АСФ. Вторая стадия – локальное увеличение толщины и бароклинности АСФ – обострение АСФ. Третья стадия – собственно бароклинная неустойчивость и интрузионное расслоение АСФ. Четвертая стадия – возникновение и развитие нестационарных вихрей-интрузий.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Особенности океанографического режима залива Прюдс по данным экспедиций ААНИИ 1997–2007 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 2. С. 36–48.
2. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. О взаимодействии вод шельфа и глубокого океана над материковым склоном Антарктиды // Вклад России в Международные полярные годы 2007/08. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 291–305.
3. Головин П.Н. Условия формирования и стока шельфовых вод на разных акваториях Арктики и Антарктики // Метеорология и гидрология. 2012. № 12. С. 55–68.
4. Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Сток антарктических шельфовых вод в летний период на шельфе и материковом склоне моря Содружества и их влияние на формирование донных вод Южного океана // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 393–408.
5. Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Исследование устойчивости Антарктического склонового фронта в море Содружества // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 64–78.
6. Зацепин А.Г., Емельянов М.В. О закономерностях интрузионного расслоения вод в Южной полярной фронтальной зоне Атлантического океана // Метеорология и гидрология. 1995. № 1. С. 50–55.
7. Зацепин А.Г., Костяной А.Г. Лабораторное исследование неустойчивости бароклинных вихрей и фронтов // Когерентные структуры и самоорганизация океанических движений. М.: Наука, 1992. С. 163–177.

8. Журбас В.М., Кузьмина Н.П., Лозовацкий И.Д. Роль бароклинности в интрузионном расслоении океана // *Океанология*. 1988. Т. 28. № 1. С. 50–53.
9. Кузьмина Н.П. О вертикальной структуре термохалинного интрузионного расслоения океанских фронтов с существенной бароклинностью и термоклинностью // *Океанология*. 2001. Т. 41. № 3. С. 356–363.
10. Кузьмина Н.П. О структурных особенностях интрузий на океанских фронтах // *Метеорология и гидрология*. 2002. № 11. С. 49–59.
11. Кузьмина Н.П., Журбас В.М., Сагдиев А.М. О зависимости интенсивности тонкоструктурного расслоения от осредненных гидрологических параметров субарктической фронтальной зоны Тихого океана // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 2. С. 201–205.
12. Кузьмина Н.П., Родионов В.Б. О влиянии бароклинности на образование термохалинных интрузий во фронтальных зонах океана // *Изв. РАН. Физ. атм. и океана*. 1992. Т. 28. № 10. С. 1077–1086.
13. Монин А.С., Озмидов Р.В. *Океанская турбулентность*. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 286 с.
14. Тернер Дж. *Эффекты плавучести в жидкостях*. М.: Мир, 1977. 432 с.
15. Федоров К.Н. *Физическая природа и структура океанических фронтов океана*. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 286 с.
16. Федоров К.Н., Мещанов С.Л. О термоклинности и бароклинности фронтальной зоны Курасио // *Океанология*. 1989. Т. 29. № 3. С. 357–363.
17. Шапиро Г.И., Емельянов М.В. Связь мезомасштабных и тонкоструктурных характеристик вод в Антарктической полярной фронтальной зоне // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 2. С. 206–211.
18. Baines P.G., Condie S.A. Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review, in Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin // *Antarctic Research series*. 1998. № 75. P. 29–49.
19. Eady E.T. Long waves and cyclone waves // *Tellus*. 1949. V. 13. P. 33–52.

## Intrusive Layering of the Antarctic Slope Front

P. N. Golovin, N. N. Antipov, A. V. Klepikov

Cascading of the cold Antarctic shelf water (ASW) initiates compensatory isopycnic upwelling of warm Circumpolar deep water (CDW). Baroclinic/thermoclinic ASF is formed, and mesoscale intrusive structure is created on the shelf break and slope. Against a background of mesoscale processes during the periods of sharpening of the ASF local baroclinic instability is developed periodically which forms intrusive structure of a smaller scale. Therefore, on the base of scale of the intrusions ( $\delta H$  – vertical and  $L$  – horizontal) and horizontal parameters of front thermoclinity –  $(T_L)_\rho$  and baroclinity –  $\gamma_\rho$ , the ASF is naturally divided into two layers. Analysis of intrusive layering of the ASF due to baroclinic factor supports the conclusion: the higher  $(T_L)_\rho$  of the ASF, the greater the intensity of intrusions  $|\delta\theta|$  (amplitude of temperature anomalies) and increase  $\gamma_\rho$  of the ASF leads to a reduction in intrusions scales  $\delta H$  and  $L$ . Frontal intrusions can be divided by the level of development. Regardless of the level of development all warm intrusions are characterized by the vertical density stratification. Cold intrusions are characterized of the density quasihomogeneity. The field data shows the process of the ASF instability is divided into four stages. When ASF is baroclinically unstable, local baroclinic deformation radius of the front  $Rd_L$  is close in magnitude to the horizontal scale formed intrusions  $L$ , and their vertical scale  $\delta H$  is close to the typical vertical scale instability of the front.