

УДК 551.3.051+551.465.55(261-14)

© Е.М. Емельянов, 2009

Атлантическое отделение Института океанологии РАН, Калининград

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПРИДОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

На основании собственных и литературных данных по рельефу дна и строению осадочной толщи выявлены литологические признаки придонных течений в Юго-Западной Атлантике (преимущественно в Бразильской котловине).

### Введение

Холодные, тяжелые морские воды в полярных областях Земного шара погружаются в котловины океана и в виде глубинных или придонных течений направляются в сторону экватора [35]. В южном полушарии очаги формирования холодных и тяжелых вод находятся на шельфе и склоне Антарктиды, точнее в море Уэдделла (рис. 1).

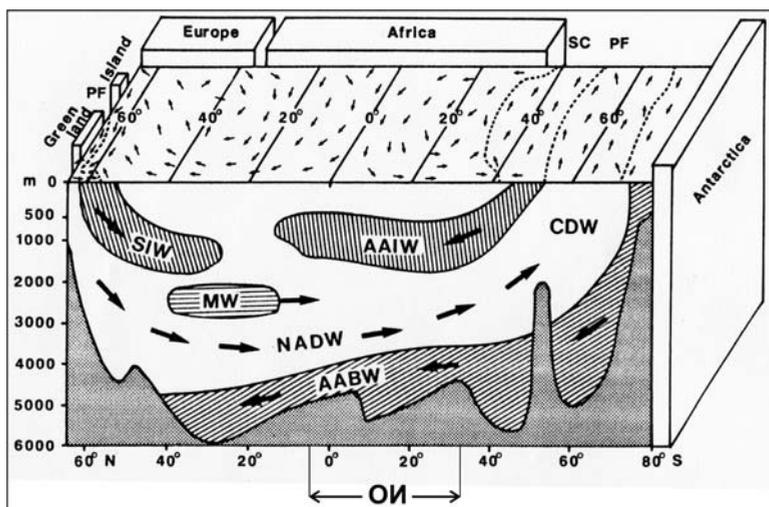


Рис. 1. Схематическое представление о распределении водных масс и генеральная циркуляция вод в Атлантическом океане (по [14]).

AABW – Антарктическая донная вода (АДВ), AAIW – Антарктическая промежуточная вода (АПВ), CDW – циркулярная глубинная вода (ЦГВ), MW – Средиземноморская вода, NADW – Североатлантическая глубинная вода, SIW – Субарктическая промежуточная вода (САПВ), PF – полярный фронт (ПФ), SC – Субтропическая конвергенция (СК), ОИ – область наших исследований

Главный обмен придонными водами между Северной и Южной Атлантиками происходит на стыке Бразильской (преобладающие глубины 4500–5500 м) и Гвианской (преобладающие глубины 4500–5000 м) котловин, а точнее – в самом узком месте между подводным склоном Бразилии и горами западного фланга Срединноатлантического хребта (САХ), то есть на профиле от условной точки М в районе у порта Ресифи (05°00' ю.ш., 35°00' з.д.) до

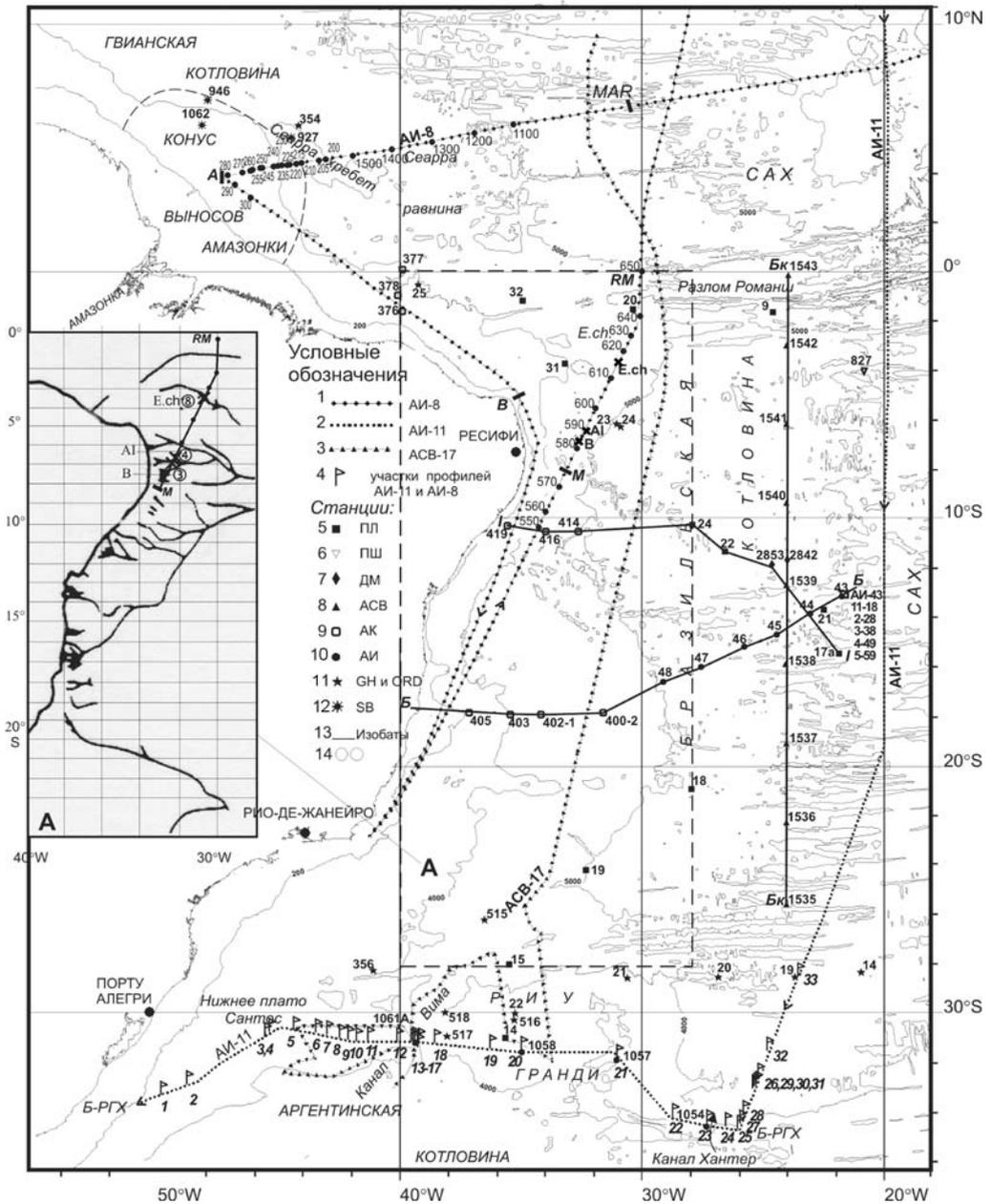


Рис. 2. Рельеф дна (по ГЕВСО) Юго-Западной Атлантики (изобаты 200, 4000 и 5000 м), маршруты судов с профилографом “Парасанд”, геологические станции и скважины глубоководного бурения (ГЧ – “Гломар Челленджер”, ОРД – “Джойдес Резолюшн”). САХ – Срединноатлантический хребет.

1–3 – маршруты судов; 4 – участки сейсмопрофилей АИ-8 и АИ-11; 5–10 – геологические станции: 5 – НИС «Петр Лебедев» (код ПЛ или PL); 6 – НИС «Профессор Штокман» (ПШ); 7 – «Дмитрий Менделеев» (ДМ); 8 – «Академик Сергей Вавилов» (АСВ); 10 – «Академик Иоффе» (АИ); 11–12 – скважины бурения: 11 – «Гломар Челленджер» (ГЧ); 12 – «Джойдес Резолюшн» (ОРД); 13 – изобаты (в м); 14 – наличие антарктических видов диатомей в осадках.

Врезка А: Схема каньонов и Срединноокеанических каналов у берегов экваториальной части Ю. Америки (по [19]). На профиле М-РМ показаны Экваториальный Срединноокеанический канал (ЭСОК – индекс E.ch) канал-каньон АИ и каньон В

Таблица 1

## Перечень колонок, отобранных в Юго-Западной Атлантике

Код судна и номер станции	Глубина моря, м	Координаты		Длина керна, см
		S	W	
НИС «Академик Курчатов», рейс 19 (колонок собраны и описаны Е.М. Емельяновым)				
АК-400-1	4650	17°52.4'	31°31.2'	273
АК-402-1	4380	17°55.1'	34°09.08'	280
АК-403	4090	17°56.2'	35°25.01'	10
АК-405	2210	17°51.6'	37°08.8'	195
АК-414	4880	10°30.2'	32°37.2'	265
АК-416	4570	10°30.4'	33°59.0'	270
АК-419	2760	10°17.8'	35°32.2'	290
АК-376	4350	01°36.0'N	39°52.6'	133
АК-377	4200	00°05.5'N	39°52.0'	152
АК-378	3880	00°56.4'	40°04.0'	84
НИС «Профессор Лебедев», рейс 5 (колонок собраны и описаны И.И. Шурко)				
ПЛ-9	4770	01°38.40'	24°35.00'	15
ПЛ-10	50	22°21.00'	40°53.00'	5
ПЛ-15	4440	28°01.20'	35°29.10'	270
ПЛ-17А	5200	15°27.80'	21°51.60'	10
ПЛ-18	5280	20°55.50'	27°56.30'	20
ПЛ-19	5000	24°12.50'	32°19.50'	20
ПЛ-14	1400	31°00.50'	35°37.00'	5
ПЛ-20	5000	01°30.80'	30°22.70'	170
ПЛ-21	5200	13°40.75'	22°30.00'	25
ПЛ-22	5410	11°20.50'	26°34.20'	25
ПЛ-24	5550	10°14.00'	27°56.00'	25
ПЛ-31	120	03°44.60'	33°10.40'	15
ПЛ-32	4364	01°11.00'	34°55.00'	25
НИС «Дмитрий Менделеев», рейс 19 (колонок собраны и описаны Е.М. Емельяновым)				
ДМ-2842	4450	11°36.50'	24°00.50'	68
ДМ-2853	5850	11°46.80'	24°37.20'	390
НИС «Академик Иоффе», рейс 11 (колонок собраны и описаны С.М. Исаченко)				
АИ-43	4534	13°05.33'	21°35.12'	160
АИ-44	5389	13°51.06'	23°01.944'	204
АИ-45	5700	14°39.40'	24°26.60'	224
АИ-46	5203	15°12.89'	25°47.63'	207
АИ-47	5470	15°59.19	27°34.61'	219
АИ-48	5031	16°36.99'	29°09.64'	250
АИ-1054	4370	34°32.28'	27°18.50'	412
АИ-1057	4113	34°48.36'	31°04.740'	208
АИ-1061	4592	31°11.98'	39°22.02'	Тв.дно
НИС «Академик Сергей Вавилов», рейс 18, 2004 г. (колонок отобраны и на борту описаны С.М. Исаченко)				
АСВ-1535	4500	22°35.7'	24°02.4'	395
АСВ-1536	5500	22°17.6'	24°01.1'	450
АСВ-1537	5000	19°05.5'	24°02.9'	470
АСВ-1538	5200	15°52.9'	24°04.6'	128
АСВ-1539	5100	12°41.1'	24°02.1'	333
АСВ-1540	5500	24°02.1'	24°02.1'	510
АСВ-1541	5800	06°10.8'	24°01.2'	124
АСВ-1542	5500	02°59.1'	24°01.2'	478
АСВ-1543	3400	00°09.7'	23°58.1'	10

условной точки RM на западном фланге САХ (01°33'S, 30°00'W) (рис. 2). Ранее на этом профиле был обнаружен глубокий (более 100 м) Экваториальный среднеокеанический канал (сокращенно ЭСОК) [13, 17–19], который предположительно служит одним из основных каналов перетока придонных вод. Были обнаружены и другие каналы на этом же профиле. Каково строение этих каналов и насколько они глубоки? Каково строение осадочной толщи, которую они «пррезают»? Только ли по этим каналам происходит «перелив» придонных вод из Южной Атлантики в Северную, и наоборот? Как давно эти каналы существуют? С целью ответа на эти и другие вопросы нами в некоторых ключевых областях Атлантики были выполнены литолого-геоморфологические исследования при помощи эхолота и профилографа «парасаунд», были собраны колонки донных осадков.

В опорных колонках (табл. 1) были изучены гранулометрический и химический составы, а в колонках профиля Б<sub>к</sub>–Б<sub>к</sub> (см. рис. 2) – и стратиграфия осадков по данным микропалеонтологического анализа [10].

Цель настоящей статьи – описание рельефа дна и осадочной толщи, уточнение особенностей циркуляции придонных вод на изученных профилях по литолого–геоморфологическим данным и выявление индикаторов придонных течений. Основное внимание автора в данной статье обращено на последствия геологической «деятельности» Антарктических донных вод (АДВ) и Североатлантических глубинных вод (САГВ) на примере профилей Б–РГХ, М–RM и А–MAR (см. рис. 2).

### Рельеф дна и строение осадочной толщи

Материковый склон Южной Америки на профиле Б–РГХ – (рис. 2) на глубинах до 3750 м является то акустически «жестким» (т.е. без рыхлых осадков), то «прозрачным», т.е. покрытым илистой толщей рыхлых осадков. Глубже 3750 м дно опять «жесткое». Такой характер дна прослеживается на сейсмопрофилях «Парасаунд» до жесткой террасы (глубина 4580–4590 м) канала Вима. Глубина этого канала на профиле Б–РГХ 4640 м (рис. 3). Его левый (западный) склон очень высокий и обрывисто–крутой. Он поднимается до 4160 м. Следовательно, как форма канала Вима, так и его глубина на профиле Б–РГХ отличны от тех, что приведены на рис. 5 по [24]. Профили Джонсона пересекают канал примерно по широте 29° ю.ш., а наш профиль – по широте 31°14' ю.ш.

Осадки на возвышенности Риу Гранди присутствуют лишь во впадинах и понижениях дна. В одном из таких понижений с глубиной 1626 м дочерпателяем (ст. АИ–1058) был поднят перемешанный песчано-алевритовый осадок светло-серого цвета, состоящий из раковинок фораминифер, обломочков птеропод, раковинных остатков и кокколитов.

В восточной долине возвышенности Риу Гранди с глубины 4113 м (рис. 4) была поднята колонка кокколитово–фораминиферовых алевритово–пелитовых илов (станция АИ–1057, длина колонки 208 см, см. табл. 1). Осадок – с четко выраженной слоистостью. На горизонтах 184–189 и 199–208 см (и, очевидно, глубже) залегает плотный биогенный карбонатный осадок (крупный алеврит). В этом слое и застряла трубка. На сейсмограмме 21 (см. рис. 2) слоистость прослеживается на глубину 60 м (от поверхности дна). Всего насчитывается здесь до 32 слоев. Такая четкая слоистость говорит 1) о резкой сме-

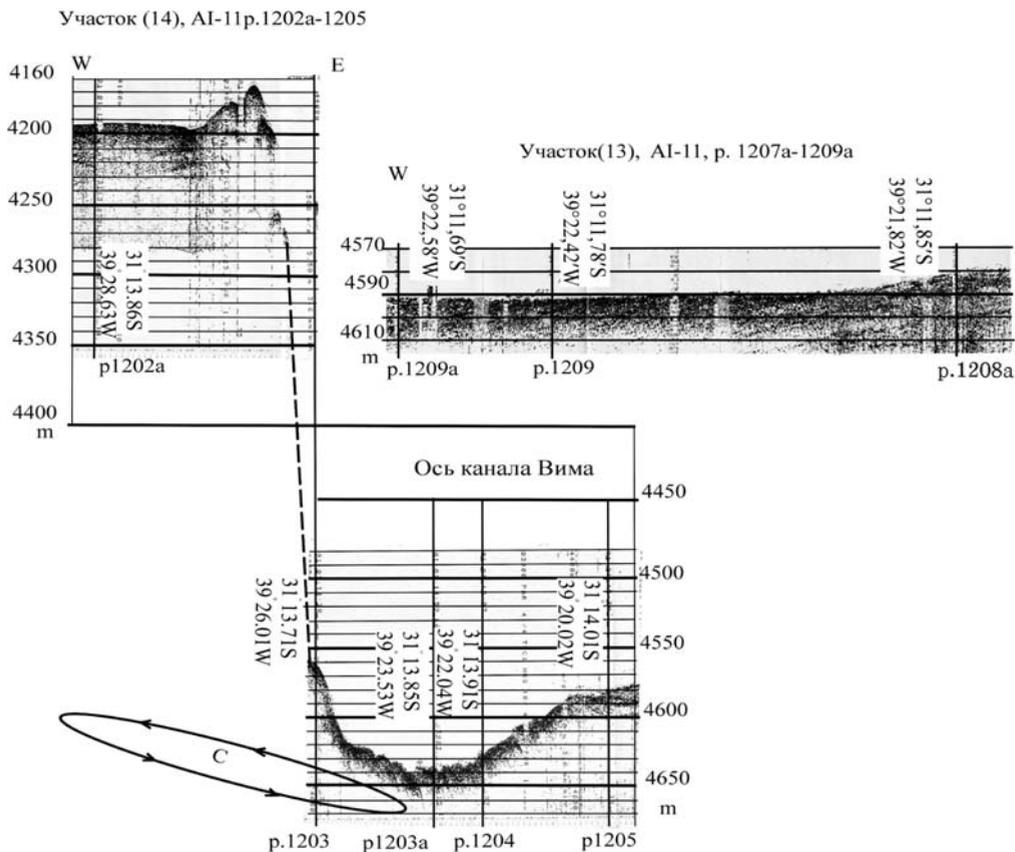


Рис. 3. Рельеф дна и строение осадочной толщи на участках 13, 14 и 15 профиля Б–РГХ (дноще канала Вима). Рыхлых осадков нет, в точке р. 1208а – слабо проявляется слоистость твердых осадочных пород, С – циркуляция судна, осадков в канале нет. Твердые осадочные породы выявляются лишь в точке р. 1202а

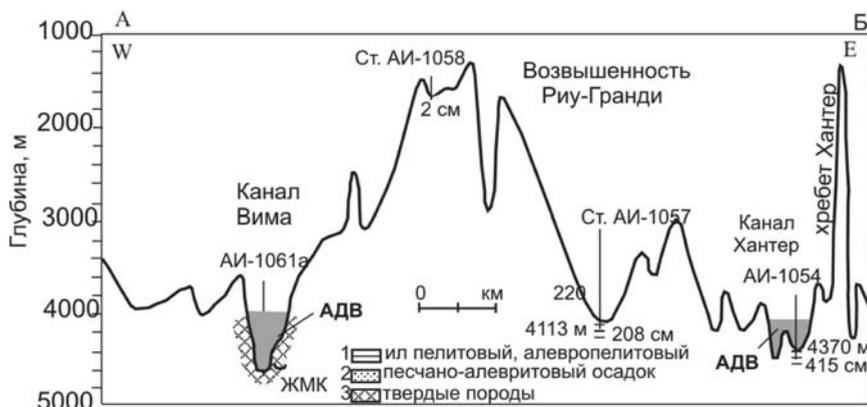


Рис. 4. Схематический субширотный профиль рельефа дна А–Б (примерно по 31°30' ю.ш.) через возвышенность Риу-Гранди (экспедиция АИ–11, X–XI.2002 г.)

АДВ – Антарктическая донная вода; 1–2 – донные осадки: 1 – ил пелитовый, ил алевритово-пелитовый; 2 – песчано-алевритовый осадок; 3 – твердые породы; 4 – железомарганцевые конкреции и корки (ЖМК)

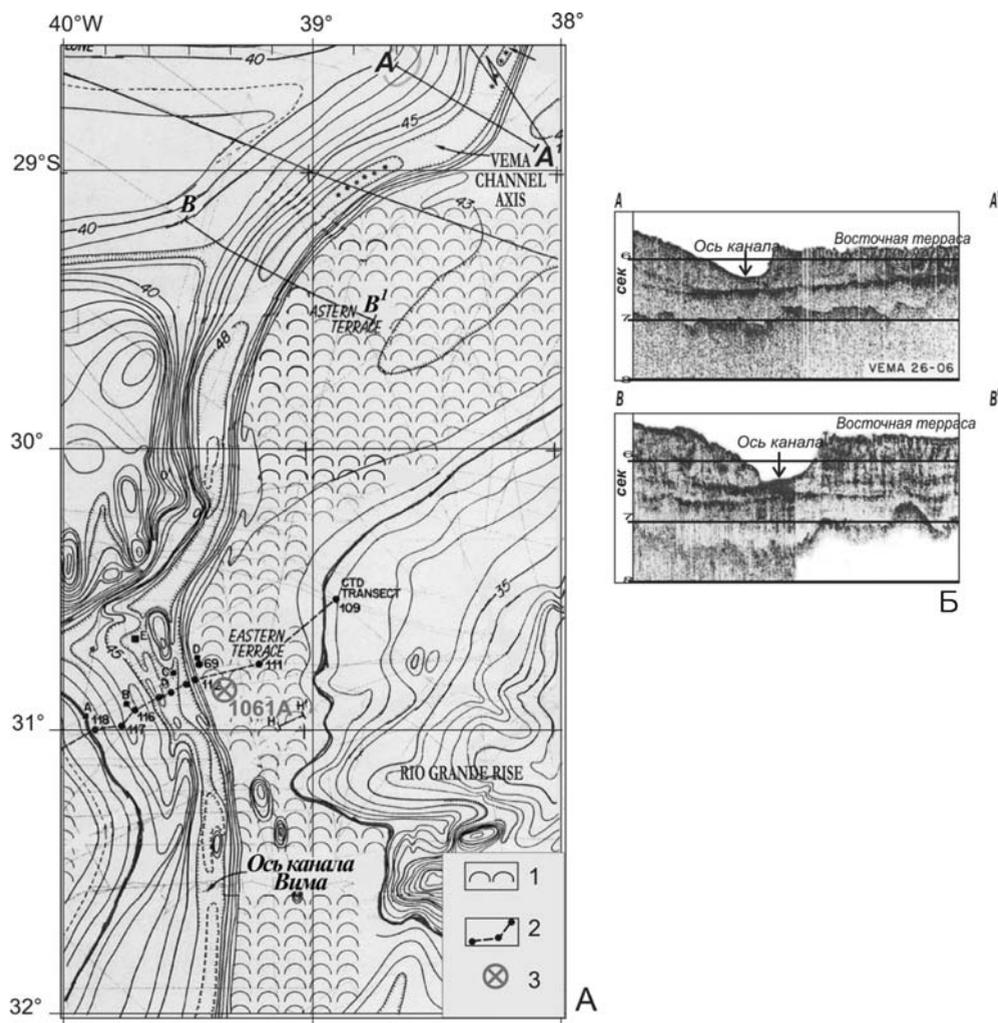


Рис. 5. Рельеф дна района канал Вима – возвышенность Риу-Гранди (по [24]).

Изобаты – через 100 м. А-А' и В-В' – сейсмические профили пересекающие канал Вима примерно по 29° ю.ш. (А-А') и по 29°20' ю.ш. (В-В'), (см. врезку Б).

1 – осадочные волны (высотой 20–150 м) на Восточной террасе; 2 – положение гидрофизического разреза с обозначениями станций, на которых проводилось зондирование СТД; 3 – геологическая станция и её номер (экспедиция АИ-11). На сейсмических профилях А-А' и В-В' мощность указана в секундах. Глубина оси канала Вима колеблется примерно в пределах от 4750 до 4900 м. На профилях примерно на уровне 6,5 секунд виден сильный отражающий слой (рефлектор А). Этот рефлектор, очевидно, обозначает начало потока АДВ через канал Вима. Рефлектор А, скорее всего, имеет эрозионное происхождение

не физико-химических условий карбонатонакопления, и 2) о беспокойной гидродинамической обстановке в долине, где выполнена ст. АИ-1057. Плотные осадки в слоях 184–189 и 199–208 см говорят об их накоплении в этапы сильных придонных течений и, вероятно, перерывов в осадконакоплении, которые, очевидно, здесь возникали в плейстоцене. Следовательно, через эту долину могли проходить придонные антарктические воды (АДВ).

Рельеф дна флангов канала Хантер – холмистый (участок 22), с осадочной толщей между холмами. Верхняя толща осадков (0–2 м) представлена

слабоизвестковыми терригенными илами, светло-серыми с разными оттенками. Известковая часть илов представлена кокколитами и фораминиферами.

В самом канале Хантер на глубине более 4400 м осадки отобразить не удалось. Однако, в стороне от оси канала, по которому, судя по изменению температуры придонной воды, АДВ переливается из Аргентинской котловины в Бразильскую (рис. 6), в одной из впадинок (участок 29 на рис. 2) была отобрана колонка АИ-1054 (см. табл. 1).

Южный и восточный фланги канала Хантер в участках 27 и 28 (рис. 6) упираются в крутой склон горы западного фланга САХ. На склоне осадки отсутствуют, в то время как у его подножия, на глубине 4220 м (участок 27) обнаружена слоистая осадочная толща мощностью 50 м. Все это свидетельствует о том, что на глубинах около 4200 см нет сколько-нибудь заметных (в осадках!) следов придонных течений.

Профиль М–RM имеет длину около 450 миль (или 830 км) (рис. 7). Ложе дна океана, которое пересекает профиль, имеет глубины от 4600 до 4950 м. В южной части (южнее 05°24' ю.ш.) глубины колеблются в основном в пределах 4800–4700 м, в центральной – в пределах 4564–4710 м, в самой северной части – в пределах 4800–4949 м. Самой глубокой точкой профиля является подножье вулканической горы RM в координатах 01°32' ю.ш., 23°00' з.д. В этой части профиля южнее горы RM имеется корытообразная долина шириной около 12 миль и глубиной 4958 м. Судя по батиметрической карте, данная долина (условно она нами названа Северным желобом, сокращенно – СЖ или NT по-английски, рис. 8) является самым западным продолжением разломной зоны (желоба) Романш. У подножия горы RM в Северном желобе имеется слабо выраженный канал глубиной 2–3 м.

На профиле М–RM выявлен ряд каналов (врезов), главные из которых три: 1) Экваториальный среднеокеанический канал – участок 8 на профиле М–RM с относительной глубиной днища 149 м (глубина океана над дном 4753 м) (рис. 9); 2) безымянный канал АИ (по-английски AI, так условно назван нами от названия судна «Академик Иоффе») в точках 592–593 профиля (или участок 4), находящийся в южной части профиля и имеющий относительную глубину 116 м (относительно северного борта 132 м) (глубина океана над дном 4892 м); и 3) канал В (условно – Бразильский канал, или Brazilian), расположенный в самой южной части профиля несколько севернее точки 587 и имеющий относительную глубину 70 м (относительно северного борта – 130 м) (глубина океана над дном 4855 м). Остальные каналы менее значительны и имеют относительные глубины 30–40 м.

Экваториальный срединноокеанический канал находится на самой высокой части профиля М–RM. Эта приподнятая на 180–190 м часть дна на профиле представляет собой Центральный осадочный вал (сокращенно ЦОВ) (Central sedimentary swell – CSS). Вал, как и сам канал, простираются с СЗ на ЮВ.

Канал ЭСОК асимметричен: северо-северо-восточный (ССВ – NNE) его борт возвышается над южным на 59 м и имеет глубину 4564 м. От этой, наивысшей отметки он постепенно понижается к северу до 4940–4950 м в координатах 01°31':947 ю.ш.; 29°58':810 з.д. Простираение ЭСОК по возвышающемуся над дном валу сильно отличает его от каналов АИ, В и других, у которых в основании нет подобных валов.

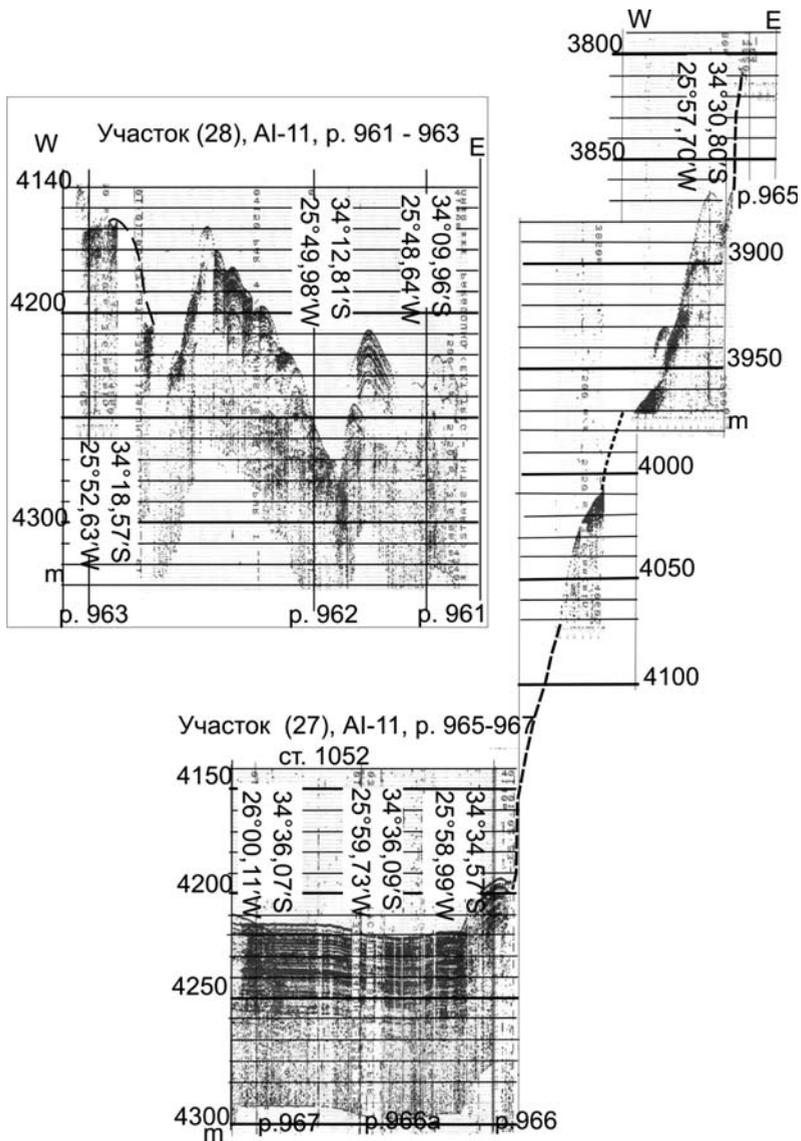


Рис. 6. Рельеф дна и строение осадочной толщи в участках 27 и 28 профиля Б-РГХ (район канала Хантер).

Видны холмы (участок 28) и склон горы (участок 27). Во впадинке у подножия горы (глубины 4200-4220 м – имеется осадочная слоистая толща мощностью 40–50 м.). На склоне горы осадков нет

Канал В по форме поперечного профиля (см. рис. 9) сходен с каналом ЭСОК: его правый (северный) борт возвышается над южным бортом на 50 м, т.е. на такую же величину, как и правый борт ЭСОК.

Форма поперечного сечения канала АИ, по сравнению с каналами ЭСОК и В, другая: крутым (срезанным) является не ЮЮЗ (SSW), а ССВ (NNE) борт. Причем возвышается южный борт над северным всего лишь на 9 м.

На 2,5 градуса южнее начала профиля М-РМ примерно в точке 550 (см. рис. 7) на широте 10°20'–10°30' ю.ш. сейсмоакустический профиль пересекает литологический разрез I–I станций АК-419, АК-416 и АК-414 (см. рис. 2).

Критическая глубина карбонатакопления (КГК) в настоящее время в Бразильской котловине находится на глубине около 4400 м [5, 8].

Вблизи участка профиля М–RM в точке 602 ранее была пробурена скважина ГЧ-23 (глуб. 5079 м) (см. рис. 2). В верхней части керна этой скважины

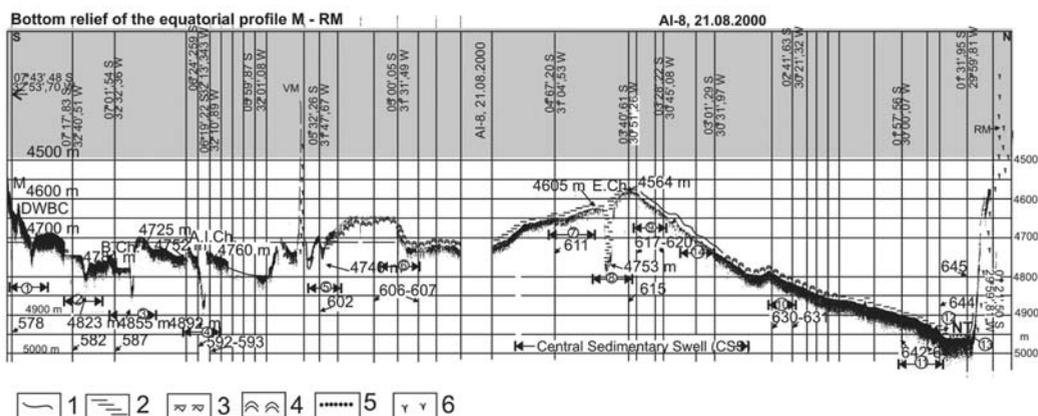


Рис. 7. Рельеф дна по субмеридиональному профилю М–RM в западной части Экваториальной Атлантики.

VM – вулканическая гора; E.ch – экваториальный канал ЭСОК; А.И. – канал АИ (Академик Иоффе); В. Ch – Бразильский канал. Номера в кружках – части профилей, для которых показано строение осадочной толщи на профилях «парасаунд» (см. далее); номера вне кружков – точки на профилях, для которых имеются координаты по [18].

Легенда: 1-6 – типы поверхности дна: 1 – поверхность дна неровная (дно акустически твердое); 2 – поверхность дна сглаженная, осадочная толща – слоистая; 3 – переходная поверхность дна; 4 – поверхность дна волнообразная, осадочная толща – слоистая; 5 – поверхность дна ровная, осадочная толща с турбидитами; 6 – вулканические горы

Подпись CSS внизу профиля – Центральный осадочный вал (ЦОВ-CSS)

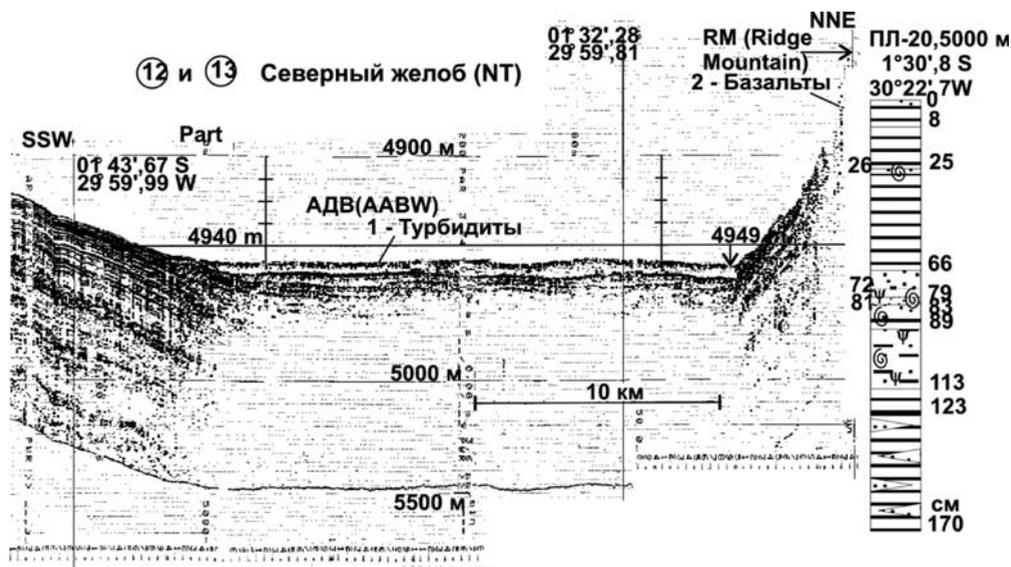


Рис. 8. Строение осадочной толщи в западной части желоба Романш (Северного, Northern Trench (NT)) в участках 12 и 13 профиля М–RM по [18]. Справа дана колонка PL-20, 5000 м. Колонка отобрана на глубине 5000 м в 13-ти милях на запад от участка 13 или от точки 645. Условные обозначения см. на рис. 13

четких литологических границ не выявлено. Можно предположить, что эта осадочная толща без четких литологических границ простирается и в районе южной части профиля М–RM, в котором слоистость хотя и проявляется, но очень слабо. В связи с тем, что глубина участка дна океана на сеймопрофиле

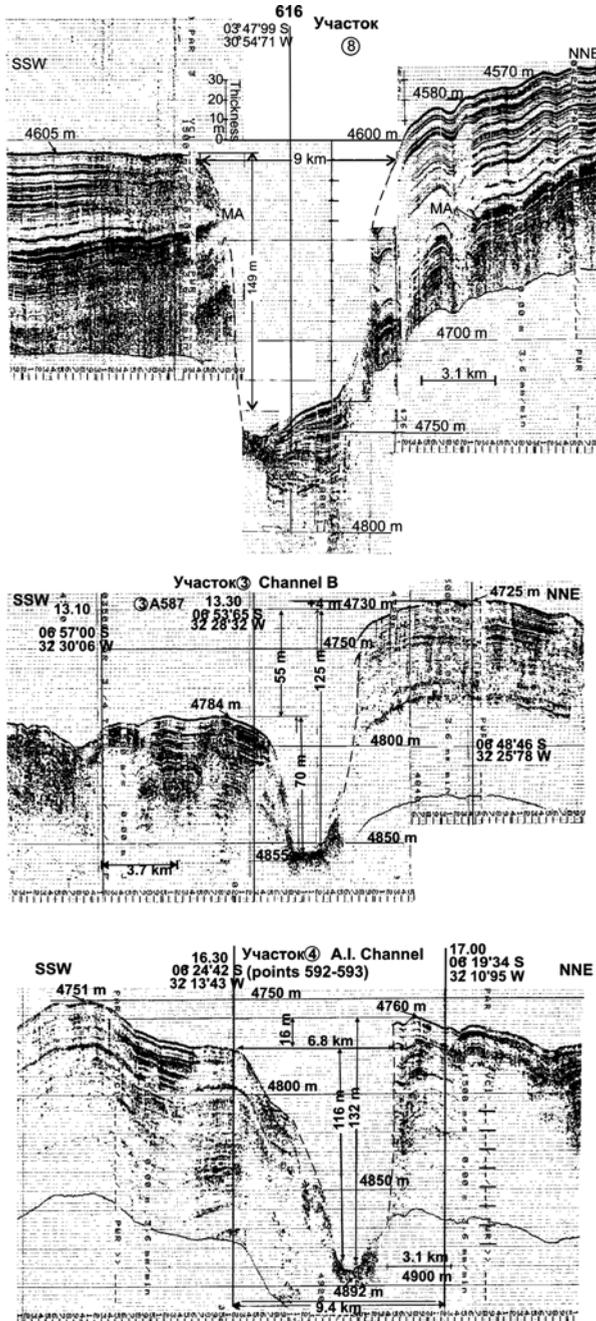


Рис. 9. Экваториальные срединноокеанические каналы и каньены между Южной и Северной Атлантиками в участках 3,4 и 8 на профиле М–RM [18]

Участок 8 – профиль центрального канала ЭСОК. МА – предполагаемая граница амазонского мессиния. Q (площадь) поперечного разреза канала – 0,780 км<sup>2</sup>. Участки 3,4 – профили каналов В и А.И. соответственно

участка 5 равна 4700–4740 м, т.е. она значительно больше, чем глубина уровня критической глубины карбонатакопления в настоящее время, то донные осадки на данном участке профиля представлены слабослоистыми красными глубоководными глинами. Более или менее сильное придонное течение, очевидно, проходит лишь по небольшой долине с относительной глубиной 33 м и южнее по профилю участка 5. Севернее этой долинки сейсмический профиль имеет хорошо выраженную слоистость на всю «просвеченную» глубину (100 м). Можно предположить, что наличие многочисленных акустических границ было обусловлено частой активизацией придонной (и глубинной?) гидродинамики, но отсутствием очень сильных и продолжительных течений.

Профиль А–MAR. На субширотном профиле А–MAR (рис. 10), берущем начало в верхней части конуса выносов Амазонки, глубинных каналов не обнаружено. Наиболее глубокая точка профиля находится в долинке между вулканическими горами в координатах 05° 13' с.ш., 38° 45' з.д. – 4765 м. В целом, преобладающие глубины в пределах равнины Нара – 4660–4640 м, т.е. они примерно на 100 м меньше глубин южной части профиля М–RM и на 300 м меньше, чем проход у подножия горы RM в северной части данного профиля. Судя по батиметрической карте, равнина Сеарра имеет глубины 4300–4500 м. На профиле А–MAR максимальная глубина данной равнины 4423 м (точка А 1540 на рис. 2).

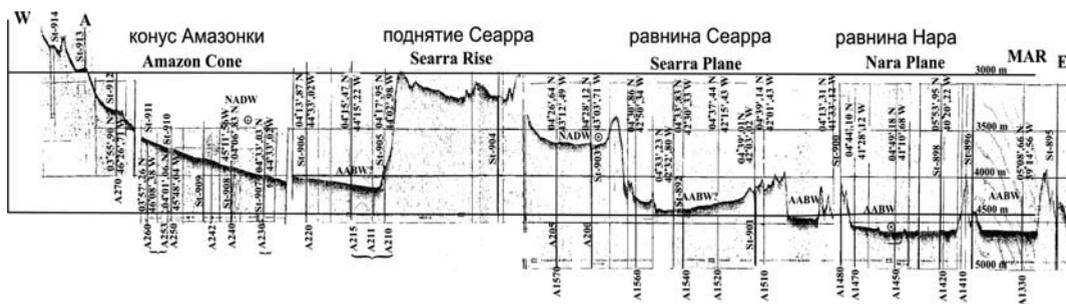


Рис. 10. Рельеф дна на субширотном (Амазонском) профиле А–MAR вдоль 5–4° с.ш. (по [18])

Слева на профиле – конус выносов Амазонки, в центре – поднятие Сеарра, справа – равнины впадин Сеарра и Нара

Юго-западнее поднятия Сеарра, в которое упирается дистальная часть глубоководного конуса Амазонки, в пределах субширотного профиля А–MAR имеются глубины 4200–4150 м, что на 400–450 м меньше, чем глубины равнины Нара (рис. 11).

В средней части конуса выноса Амазонки (глуб. 3315 м) в нескольких десятках миль от профиля А–MAR ранее была пробурена скважина ODP-927. Верхние 210 м керна данной скважины представлены глинисто-кокколитовыми илами, накопившимися в плейстоцене и голоцене без каких-либо пере­рывов или оползневых явлений [16]. Четкой слоистости как в сейсмопрофи­лях, так и в верхней части керна скважины ODP-927 не выявлено.

В осадочной толще имеется 4 отражающие границы. Четвертая (самая поздняя граница, G<sub>4</sub>) находится в интервале миоцен-плейстоцен (пачка на­ноилов и калькарантов) на глубине 70 м от поверхности дна между желто­бурыми наноилами плейстоцена и серыми наноилами [34]. Верхне-нижне-

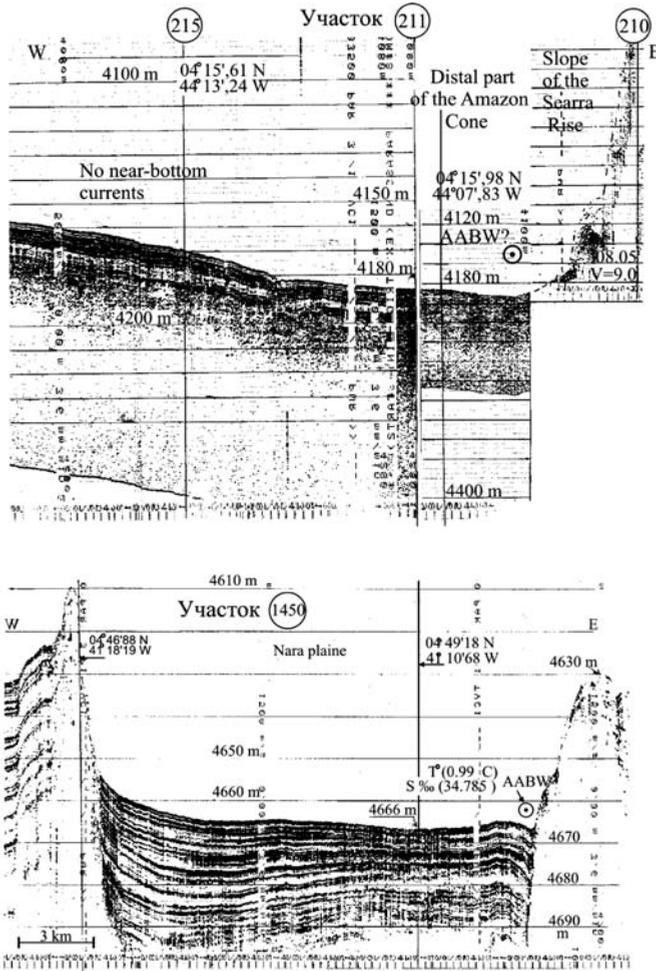


Рис. 11. Рельеф дна и строение осадочной толщи дистальной части конуса выносов Амазонки (участок 211), упирающейся в склон возвышенности Сеарра (участок 210).

Строение осадочной толщи в точке 1450 (равнина Сеарра).

На участке 1450 имеются осадочные свидетельства прохода ADB – небольшой канал (глубиной 2–3 м). Он обозначен кружком с точкой внутри: здесь мощность осадочной толщи сокращена. «Загиб» слоев вниз в западной части профиля свидетельствует о наличии здесь придонного течения. Гидрологами здесь были обнаружены самые низкие температуры и соленость придонного слоя вод на всем профиле A–MAR

миоценовый рефlector  $G_4$  является основанием конуса выносов Амазонки и может быть прослежен в Гвианскую котловину.

### Литология и стратиграфия осадочной толщи

У подножия возвышенности Риу-Гранди, а также на склоне Южной Америки распространены смешанные терригенно-фораминиферовые (или фораминиферо-терригенные) илы с содержанием 30–50%  $CaCO_3$  [5]. Колонка, отобранная в канале Хантер на станции АИ-1054 (глубина 4370 м), состоит из терригенных слабоизвестковых (10–30%  $CaCO_3$ ) и известковых (30–50%  $CaCO_3$ ) алевроитово-пелитовых илов (табл. 2). Карбонатная составляющая илов представлена кокколитами и фораминиферами. Илы в данной колонке слои-

сты или слабослоисты, что свидетельствует об изменении гидрохимической и, очевидно, гидродинамической обстановок во времени. Содержание  $\text{CaCO}_3$  по визуальным определениям колеблется в пределах 10–50%.

В Бразильской котловине на глубинах более 4000 м на поверхности дна (слой 0–5 см) распространены в основном красные глубоководные глины (глубины от 4194 до 5662 м) [5] (рис. 12). Известковые (30–50%  $\text{CaCO}_3$ ) и сильноизвестковые (>50%  $\text{CaCO}_3$ ) (кокколито-фораминиферовые) или покрывают либо холмы в абиссальной части Бразильской котловины, либо приурочены к нижним частям фланга Срединноатлантического хребта (глубины от 2899 до 5000 м).

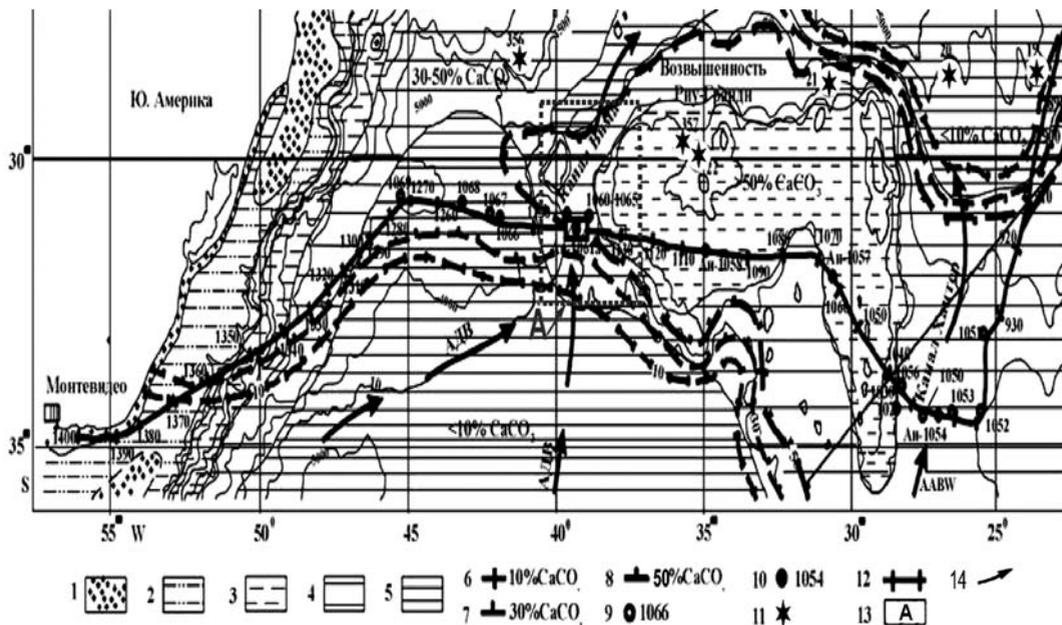


Рис. 12. Карта типов донных осадков (0–5см) и расположение профиля «Парасайд» и геологических станций 11 рейса НИС «Академик Иоффе», 2002 г.

1–5 – гранулометрические типы осадков (слой 0–5 см): 1 – пески; 2 – крупные алевриты; 3 – ил мелкоалевритовый; 4 – ил алевритово-пелитовый; 5 – ил пелитовый; 6–8 – изолинии равного содержания  $\text{CaCO}_3$  (в %): 6–10; 7–30; 8–50; 9 – гидрологические станции; 10 – геологические станции; 11 – скважины глубоководного бурения; 12 – номера точек сейсмопрофиля с координатами; 13 – полигон «Канал Вима» (см. рис. 5); 14 – батиметрическая карта (канал Вима); 15 – потоки АДВ через каналы Вима и Хантер в Бразильскую котловину

Такое распределение осадков говорит о том, что критическая глубина этой области океана лежит выше, чем в других частях Атлантики. В разных районах Бразильской котловины она варьирует в пределах от 4400 до 5000 м. Причем со стороны Южной Америки (т.е. там, где у дна наблюдается наиболее сильный поток АДВ) она выше (4400 м), чем со стороны Срединноатлантического хребта (4500–4800 м). Отдельные пробы до 50%  $\text{CaCO}_3$  встречены на глубинах 4900–5200 м [8].

В красных глубоководных глинах наряду с резко выраженной коричневой окраской встречаются прослои илов с зеленоватым оттенком или темно-серые прослои с черными пятнами [5].

Химический состав пелагических фораминиферово-терригенных илов из прохода

Гор. см.	Тип.ос.	CaCO <sub>3</sub>	Сорг	MgCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2a</sub>	Al	Fe	Mn	Ti
0-2	ПИ	24,53	0,74	4,79	40,00	6,71	2,77	0,21	0,33
10-12	ПИ	39,35	0,58	-	30,00	5,18	1,97	0,07	0,24
20-22	ПИ	33,08	0,59	4,23	33,00	6,34	2,51	0,28	0,28
30-32	ПИ	24,58	0,61	4,27	36,00	6,51	2,72	0,26	0,31
40-42	ПИ	19,53	0,47	4,93	42,00	7,19	3,21	0,38	0,34
50-50	ПИ	21,05	0,49	6,38	43,00	7,30	2,90	0,33	0,34
60-62	ПИ	23,50	0,59	4,55	40,00	7,09	2,64	0,85	0,33
70-72	ПИ	25,85	0,72	4,09	37,00	6,46	2,31	0,42	0,31
80-82	ПИ	28,20	0,84	3,89	33,60	6,29	2,92	0,42	0,28
90-92	ПИ	28,55	0,91	3,78	34,50	6,29	2,48	0,09	0,28
100-102	ПИ	35,58	0,89	4,09	29,50	5,93	2,51	0,31	0,26
110-112	ПИ	39,50	0,67	-	26,10	5,29	1,90	0,19	0,22
120-122	ПИ	35,85	0,61	4,23	29,20	5,71	2,37	0,05	0,24
130-132	ПИ	22,20	0,54	4,27	41,00	7,14	2,90	0,12	0,31
140-142	ПИ	11,35	0,58	5,10	49,00	7,67	3,77	0,15	0,42
150-152	ПИ	10,38	0,36	5,10	52,00	7,99	3,85	0,24	0,45
162-164	ПИ	18,15	0,48	3,50	43,00	7,14	3,36	0,34	0,31
170-172	ПИ	32,28	0,32	-	36,00	6,46	3,00	0,20	0,25
180-182	ПИ	16,80	0,36	3,92	45,00	7,40	4,26	0,27	0,34
190-192	ПИ	18,70	0,28	3,78	44,00	7,14	4,00	0,21	0,32
200-202	АПИ	31,28	0,25		34,00	6,29	3,00	0,23	0,28
210-212	ПИ	26,38	0,43	4,62	39,00	6,77	3,61	0,19	0,31
220-222	ПИ	15,85	0,29	5,10	44,00	7,19	4,03	0,20	0,34
230-232	АПИ	21,63	0,32	4,89	40,00	6,87	3,67	0,21	0,32
240-242	ПИ	43,93	0,41	-	25,00	4,23	2,04	0,20	0,17
250-252	ПИ	42,05	0,48	-	26,50	5,02	2,47	0,21	0,19
260-262	ПИ	32,58	0,35	-	28,60	5,02	2,43	0,27	0,22
270-272	ПИ	35,63	0,42	-	30,20	4,76	2,32	0,21	0,22
280-282	ПИ	35,18	0,39	-	30,30	4,49	2,30	0,32	0,21
290-292	ПИ	34,00	0,50	-	32,00	4,92	2,76	0,89	0,24
300-302	ПИ	35,53	0,42	-	32,00	5,29	2,62	0,64	0,26
310-312	ПИ	34,50	0,47	-	32,00	5,81	2,76	0,60	0,25
320-322	ПИ	35,78	0,52	-	32,00	5,81	2,37	0,63	0,25
330-332	ПИ	32,93	0,50	3,64	34,00	6,34	3,00	0,26	0,26
340-342	ПИ	21,98	0,47	3,64	41,00	7,24	3,50	0,13	0,29
350-352	ПИ	11,50	0,43	4,58	48,00	7,82	4,42	0,11	0,39
360-362	ПИ	6,18	0,38	5,48	-	-	4,49	0,60	0,46
370-372	ПИ	6,00	0,39	5,59	-	-	4,80	0,27	0,47
380-382	ПИ	4,03	0,40	5,10	-	-	4,70	0,10	0,48
390-392	ПИ	8,28	0,36	4,65	-	-	4,35	0,15	0,45
400-402	АПИ	8,20	0,30	5,21	-	-	4,42	0,08	0,45
410-412	ПИ	24,03	0,48	4,58	-	-	3,70	0,25	0,45

Примечание: Типы осадков: ПИ – пелитовый ил; АПИ – алевро-пелитовый ил. Коор- известковистости (по принятой классификации): Тер – терригенные бескарбонатные (<10% генно-известковые (30–50% CaCO<sub>3</sub>) (кокколито-фораминиферовые); Изв – известковые

Таблица 2

Хантер, Юго-Западная Атлантика (см. рис. 3) колонки АИ-1054 (глубина 4370 м)

Ca	Mg	P	K	Na	Li	Cu	Zn	Cr	Ni	Co	Pb	Ag	Cd	Кли
9,81	1,38	0,04	1,48	3,23	34	108	96	92	113	37	5	-	0,10	Сли
15,74	0,98	0,03	0,80	1,82	32	57	62	86	79	37	3	-	0,20	Изв
13,23	1,22	0,04	1,43	2,68	32	35	76	75	83	40	3	-	0,10	Изв
9,83	1,23	0,04	1,60	2,24	42	55	86	87	92	42	6	-	-	Сли
7,81	1,42	0,04	1,86	3,25	38	87	101	89	98	38	3	-	0,20	Сли
8,42	1,84	0,05	2,00	3,25	36	63	91	96	73	36	4	0,50	-	Сли
9,40	1,31	0,04	1,54	2,36	44	61	84	93	55	42	4	-	-	Сли
10,34	1,18	0,04	1,40	2,03	38	49	73	83	71	31	3	-	-	Сли
11,28	1,12	0,04	1,40	2,13	32	59	78	92	77	35	3	-	0,10	Сли
11,42	1,09	0,04	1,07	1,94	36	57	76	87	73	35	3	0,40	-	Сли
14,23	1,18	0,03	1,10	2,80	30	69	68	108	77	37	3	-	-	Тизв
15,80	0,80	0,03	1,19	1,53	28	39	73	103	47	39	2	-	-	Тизв
14,34	1,22	0,03	1,28	2,74	26	39	62	95	46	38	2	-	-	Тизв
8,88	1,23	0,05	1,37	2,10	34	91	101	73	75	33	3	-	-	Сли
4,54	1,47	0,05	2,01	2,43	42	69	101	81	83	42	3	-	-	Сли
4,15	1,47	0,04	3,00	3,52	46	89	97	89	68	46	3	-	-	Сли
7,26	1,01	0,04	1,67	1,69	42	90	94	98	89	50	3	-	-	Сли
12,91	0,98	0,03	1,70	2,24	41	86	93	96	52	57	3	0,20	-	Тизв
6,72	1,13	0,03	2,05	1,86	40	113	97	115	53	45	3	0,10	-	Сли
7,48	1,09	0,03	1,84	1,80	39	107	93	113	41	50	3	-	-	Сли
12,51	0,91	0,03	1,30	1,50	33	74	94	79	53	43	2	-	-	Тизв
10,55	1,33	0,03	1,58	2,42	37	105	90	80	47	41	1	0,20	-	Сли
6,34	1,47	0,05	2,03	2,57	42	135	88	115	47	43	3	0,10	-	Сли
8,65	1,41	0,05	1,81	2,38	39	92	90	110	67	43	1	-	-	Сли
17,57	0,90	0,03	1,03	1,76	26	49	52	106	41	35	1	0,20	0,20	Тизв
16,82	0,90	0,03	1,03	1,79	29	49	52	83	62	45	1	0,20	0,10	Тизв
13,03	0,85	0,03	1,30	1,94	29	45	61	75	57	51	1	0,20	0,10	Тизв
14,25	0,84	0,03	1,25	1,36	28	39	56	77	50	45	2	-	-	Тизв
14,07	0,84	0,03	1,15	1,40	28	43	58	80	44	41	1	-	-	Тизв
13,60	0,91	0,03	1,37	1,46	31	76	61	106	72	40	1	-	0,10	Тизв
14,21	0,91	0,03	1,30	1,37	33	72	56	83	55	53	2	-	-	Тизв
13,80	0,84	0,03	1,28	1,34	35	76	70	75	62	57	2	-	-	Тизв
14,31	0,88	0,03	1,55	1,97	31	70	54	67	52	43	1	-	-	Тизв
13,17	1,05	0,03	1,43	2,04	37	62	73	63	49	31	2	-	-	Тизв
8,79	1,05	0,04	1,78	1,72	42	49	77	83	34	35	1	-	-	Сли
4,60	1,32	0,03	1,92	2,08	50	94	90	85	52	37	4	0,10	-	Сли
2,47	1,58	0,03	2,87	3,37	50	118	92	88	115	38	2	-	-	Тер
2,40	1,61	0,03	2,63	3,05	51	120	97	70	85	45	5	-	0,10	Тер
1,61	1,47	0,04	2,28	2,16	59	107	99	75	65	38	6	-	-	Тер
3,31	1,34	0,04	2,33	2,08	53	115	100	79	57	47	6	-	-	Тер
3,28	1,50	0,03	2,78	2,87	55	103	94	77	60	51	4	-	-	Тер
9,61	1,32	0,03	1,58	2,46	40	72	70	61	49	35	2	-	-	Сли

динаты приведены в табл. 1. Знак “-” обозначает «не определяется». Кли – классы CaCO<sub>3</sub>; Сли – терригенные слабоизвестковые (10–30% CaCO<sub>3</sub>); Тизв – смешанные терри- (50–70% CaO<sub>3</sub>), обычно фораминиферовые

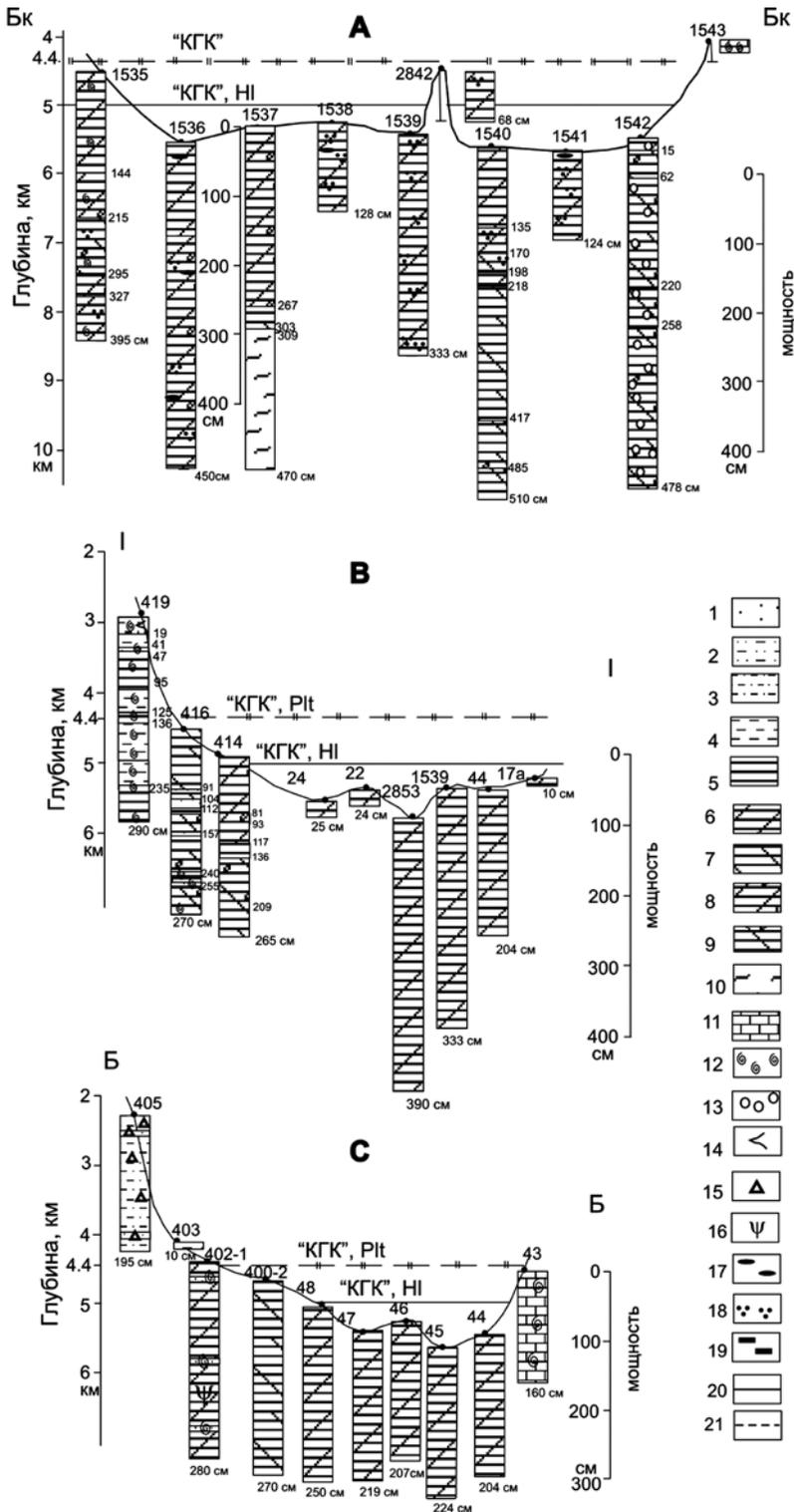


Рис. 13. Рельеф дна схематических профилей Бк-Бк; I-I и Б-Б центральной части Бразильской котловины и литологический состав колонок.

Горизонтальными линиями показаны примерные уровни критической глубины карбонатакопления (КГК) для эпох оледенений плейстоцена (Plt) и голоцена (HI).

Литологический разрез Бк–Бк, пересекающий центральную часть Бразильской котловины с юга на север (см. рис. 2, 13), изучен стратиграфически [10]. Мы приводим сведения из этой работы с дополнениями автора.

На станции АСВ-1535 вскрыты плейстоцен-голоценовые осадки, соответствующие пяти четвертичным нанопланктонным зонам. По всей колонке встречены переотложенные палеоген-плиоценовые дискостеры, цератолиты и другие.

На ст. АСВ-1536 вскрыты красные глубоководные глины (по [5]) или миопелагические глины (по [10]). Содержания в них  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  – минимальны (0,09–0,91% и 0,03–0,33% соответственно). На поверхности глин обнаружена крупная ЖМК, а в отдельных прослоях всей колонки – более мелкие (1–2 см в поперечнике) ЖМК, а также многочисленные микроконкреции марганца. Возраст глин в данной колонке не определен.

На ст. АСВ-1537 колонка на гор. 0–247 см представлена пелитовыми красными глубоководными глинами (табл. 3) светло-коричневой окраски (0,09–1,25%  $\text{CaCO}_3$  и 0,05–0,28  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Ниже (гор. 247–309 см) залегают коричневые КГГ с тонкослоистыми прослойками диатомовых (этмодискусовых) илов (0,05–0,54%  $\text{CaCO}_3$ , 0,06–0,21%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Толщина слойков 3–10 мм, цвет – от зеленовато-серого до темно-серого. Среди кремнистого материала преобладают обломки створок диатомей *Ethmodiscus rex*. Слой 309–407 см (очевидно, и глубже, так как этот слой трубой не пробит) целиком представлен этмодискусовыми илами с содержанием до 74%  $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ .

Образование этих кремнистых илов происходит в результате эпизодически бурного развития этмодискусов в гляциальные стадии (в основном, в зоне апвеллингов у берегов Африки [5] и последующим переносом их створок и обломочков в пелагические области экваториальной зоны океана. По пути они, очевидно, многократно переотлагаются. Этмодискусовые илы в колонке АСВ-1537, предположительно, являются позднеплейстоценовыми. Микро- и тонкослоистость данных илов обусловлены, очевидно, резкой сменой физико-химической обстановки среды. Активное накопление диатомовых илов в северной экваториальной гумидной климатической зоне Атлантического океана началось в сеномане [6]. В эоцене намечилось наиболее бурное накопление диатомовых илов. Эти илы накапливались не только в высоких, но и в умеренных и низких широтах.

В красных глинах колонки АСВ-1537 обнаружены высокие содержания мышьяка – до  $329 \cdot 10^{-4}\%$ . Это в 30 раз больше его кларка в серых терригенных илах (обычно  $10 \cdot 10^{-4}\%$ ) [4]. Железо-марганцевые микроконкреции, в изобилии присутствующие в красных глинах, являются носителями мышьяка. Следовательно, при

---

Условные обозначения: 1–5 – гранулометрические типы илов: 1 – пески; 2 – крупные алевриты; 3 – ил мелкоалевритовый; 4 – ил алевритово-пелитовый; 5 – илы пелитовые (глинистые); 6–9 – типы пелагических глин: 6 – красная глубоководная глина (КГГ) коричневая, шоколадная, красноватая; 7 – миопелагическая КГГ осветленная, желтая, бежеватая, серая; 8 – КГГ коричневая, красноватая с пятнами и линзами светлого цвета; 9 – осветленная КГГ с пятнами коричневого цвета (реликты КГГ); 10 – кремнистые (этмодискусовые) илы; 11 – карбонатные (кокколито-фораминиферовые) илы (> 50%  $\text{CaCO}_3$ ); 12–16 – примеси в илах (глинах): 12 – фораминиферы; 13 – диатомовые водоросли; 14 – претоподы; 15 – обломки ракрвин; 16 – растительные отаттки; 17 – железо-марганцевые микроконкреции (ЖМК); 18 – скопления железо-марганцевых микроконкреций; 19 – прослойки и стяжения гидроксидов; 20 – граница четкая; 21 – граница постепенная

Распределение химических компонентов и элементов в колонках  
18 рейс НИС «Академик»

Станция	Гор., см.	Тип	CaCO <sub>3</sub>	Сорг	SiO <sub>2</sub> ам	SiO <sub>2</sub> в	Al	Fe	Mn	Ti
Ст. 1537, гл.5700 м	0-5	ГЛ	2,65	0,67	0,60	55,0	9,69	5,15	0,48	0,46
	20-25	ГЛ	2,65	0,38	0,60	52,0	9,31	4,91	0,49	0,49
	40-45	ГЛ	2,85	0,44	0,70	50,0	8,63	4,97	0,40	0,49
	70-75	ГЛ	2,10	0,44	0,50	44,4	7,88	4,95	0,36	0,51
	105-110	ГЛ	2,40	0,38	0,50	50,0	8,83	4,80	0,40	0,51
	140-145	ГЛ	2,58	0,27	0,60	45,5	8,72	4,74	0,45	0,49
	175-180	ГЛ	3,50	0,32	0,70	47,9	7,77	5,05	0,47	0,46
	220-225	ГЛ	2,15	0,29	1,20	49,0	8,19	5,01	0,33	0,46
	255-260	ГЛ	2,90	0,20	2,70	55,0	8,35	4,74	0,43	0,46
	290-295	ГЛ	3,55	0,22	1,10	48,0	7,99	4,95	0,40	0,49
	325-330	Ди(Э)	1,90	0,15	61,00	90,0	3,54	2,28	0,36	0,23
	360-365	Ди(Э)	1,90	0,10	74,00	91,0	3,43	1,13	0,70	0,15
	400-405	Ди(Э)	1,13	0,19	70,00	89,0	3,49	1,49	0,65	0,21
459-470	Ди(Э)	2,60	0,12	61,00	92,0	3,34	2,06	0,89	0,28	
Ст. 1540, гл.5700 м	0-5	ГЛ	0,00			48,0	8,99	5,96	0,58	0,49
	20-25	ГЛ	0,00			47,0	7,93	5,83	0,53	0,51
	50-55	ГЛ	0,00			47,0	7,93	5,20	0,53	0,46
	80-85	ГЛ	0,00			47,5	8,19	5,80	0,51	0,49
	110-115	ГЛ	0,00			48,0	8,15	5,37	0,40	0,46
	170-175	ГЛ	0,00			47,0	7,93	5,15	0,16	0,53
	195-200	ГЛ	0,00			47,0	8,72	5,55	0,25	0,50
	205-210	ГЛ	0,00			48,5	8,46	5,08	0,53	0,49
	220-225	ГЛ	0,00			50,5	8,46	5,90	0,12	0,54
	290-295	ГЛ	0,00			42,0	7,67	5,65	0,08	0,43
	380-385	ГЛ	0,00			41,0	7,67	4,37	0,08	0,42
	410-415	ГЛ	0,00			40,0	7,67	4,14	0,04	0,42
	420-425	ГЛ	0,00			39,0	8,19	3,65	0,05	0,41
	460-465	ГЛ	0,00			39,0	8,19	4,14	0,05	0,42
	485-491	ГЛ	0,00			38,0	7,41	4,96	0,04	0,41
506-510	ГЛ	0,00			38,0	7,93	4,42	0,03	0,42	
Ст. 1542, гл.5550 м	0-5	ГЛ	0,00			61,0	7,41	3,99	0,58	0,41
	15-20	ГЛ	0,00			58,0	7,93	4,37	0,21	0,39
	55-60	ГЛ	0,00			46,0	8,19	3,37	0,04	0,34
	60-65	ГЛ	0,00			47,0	8,19	3,54	0,03	0,33
	95-100	ГЛ	0,00			59,0	8,72	4,19	0,05	0,41
	130-135	ГЛ	0,00			60,0	8,19	4,86	0,12	0,40
	190-195	ГЛ	0,00			65,0	7,67	3,77	0,20	0,40
	220-225	ГЛ	0,00			56,0	7,93	4,10	0,12	0,41
	260-265	ГЛ	0,00			60,0	7,41	3,85	0,06	0,40
	295-300	ГЛ	0,00			56,0	7,41	4,65	0,09	0,39
	365-370	ГЛ	0,00			56,0	7,93	4,98	0,11	0,35
	400-405	ГЛ	0,00			54,0	8,46	4,82	0,06	0,44
	467-478	ГЛ	0,00			52,0	8,99	5,03	0,07	0,44

Примечание: В колонке АСВ-1537 определено содержание N (%): гор. 105-111 см. – 400-405 – 0,05. Типы осадков: ГЛ – глина, преимущественно красная глубоководная; ДИ –

осадков Бразильской котловины, CaCO<sub>3</sub> – Na в %, Li-Cd – в 10<sup>-4</sup>%.  
Сергей Вавилов», код АСВ-18

Ca	Mg	P	K	Na	Li	Cu	Zn	Cr	Ni	Co	Pb	As	Cd
1,06	1,74	0,07	2,30	2,94	57	133	92	50	140	55	9	119	<0.1
1,06	1,74	0,06	2,21	2,80	57	133	127	58	139	52	10	191	<0.1
1,14	1,90	0,05	2,21	2,40	57	144	120	105	122	59	10	165	<0.1
0,84	1,70	0,05	2,21	2,80	57	161	136	108	109	54	11	160	<0.1
0,96	1,70	0,07	2,16	2,76	57	131	103	105	111	58	9	158	<0.1
1,03	1,84	0,06	2,21	2,80	57	119	121	87	107	41	9	207	0,1
1,40	1,78	0,04	2,19	4,05	57	104	118	94	118	58	10	-	<0.1
0,86	1,68	0,05	2,11	2,81	59	119	116	100	100	52	8	115	<0.1
1,16	1,81	0,03	2,16	3,39	55	100	127	87	122	60	9	153	<0.1
1,42	1,78	0,06	2,33	3,05	52	104	123	77	73	55	7	206	<0.1
0,76	1,09	0,02	1,04	4,12	24	53	51	67	53	52	4	178	<0.1
0,76	0,83	0,02	0,62	3,07	16	77	46	101	24	39	4	165	0,2
0,45	0,82	0,06	0,86	3,18	20	31	42	117	39	35	4	180	0,2
1,04	1,12	0,03	1,10	2,72	38	96	66	110	124	39	4	178	<0.1
0,71	1,56		1,73	2,33	106	187	142	88	211	65	30	81	0,6
1,03	1,68		1,82	2,68	106	219	129	96	205	78	23	73	0,4
0,82	1,46		1,73	2,03	102	139	110	72	196	74	26	88	0,3
0,59	1,42		1,67	2,07	100	154	121	103	193	70	26	329	0,3
0,71	1,44		1,62	2,30	98	143	116	97	167	82	19	224	0,4
0,82	0,92		1,62	1,67	97	54	105	103	76	37	18	144	0,4
1,11	1,54		1,67	2,46	106	83	112	109	134	24	19	124	0,4
0,74	1,44		1,67	2,00	104	124	108	84	151	47	20	132	0,4
0,81	1,48		1,58	1,69	118	58	103	97	80	41	18	75	0,3
3,25	0,92		1,45	1,82	85	52	81	69	56	20	13	95	0,2
4,61	1,16		1,43	1,87	89	25	70	54	58	20	12	84	0,2
4,61	1,12		1,43	1,35	85	46	81	63	60	29	10	68	0,2
4,87	0,98		1,38	1,42	89	37	77	72	47	24	13	91	0,2
4,74	1,04		1,21	1,73	85	45	75	76	52	27	12	87	0,2
5,00	1,16		1,34	1,38	89	41	79	78	38	59	12	85	0,2
5,25	1,38		1,43	2,15	85	45	77	76	43	29	9	64	0,2
0,86	1,44		1,49	4,80	83	262	133	50	250	24	13	193	0,4
1,52	1,34		1,64	3,00	74	154	133	72	134	41	15	328	0,2
4,74	1,38		1,27	3,10	70	93	106	63	82	61	15	57	0,2
4,28	1,22		1,25	2,71	72	91	103	64	99	51	14	76	0,2
0,90	1,44		1,49	2,71	72	175	92	63	87	51	10	61	0,1
0,92	2,04		1,69	3,86	79	150	114	72	89	61	12	23	0,1
0,87	1,41		1,62	2,73	62	180	115	70	145	58	10	110	0,1
0,83	1,36		1,47	2,78	74	180	138	65	122	35	16	93	0,2
0,75	1,18		1,32	2,29	68	128	97	74	117	38	13	78	0,2
0,65	1,58		1,69	3,90	89	180	116	91	122	35	15	53	0,1
0,75	1,42		1,54	3,41	89	143	101	74	122	43	13	14	<0.1
0,99	1,66		1,82	3,41	76	119	116	76	80	45	13	6	<0.1
1,01	1,68		1,73	4,05	89	95	112	74	91	47	12	8	<0.1

0,14; 140-150 – 0,13; 175-180 – 0,11; 200-225 – 0,06; 290-295 – 0,10; 325-330 – 0,04; диатомовый ил; Э – этмодискусовый; SiO<sub>2</sub> – валовый SiO<sub>2</sub>; SiO<sub>2ам</sub> – аморфный кремнезём.

накоплении красных глин и образовании микроконкреций происходит естественное самоочищение придонных и поровых вод от этого токсичного элемента.

Колонка АСВ-1538 представлена красными глубоководными глинами с содержанием 0,07–0,32%  $\text{CaCO}_3$  и 0,07–0,14  $\text{C}_{\text{орг}}$ . В глине (0–45 см) имеются ЖМК размером около 2 см, а также многочисленные Fe-Mn микроконкреции, цеолиты, кости рыб. Стратиграфия колонки не выяснена.

Тот же состав характерен и для колонки АСВ-1539 (0,16–0,84%  $\text{CaCO}_3$ , 0,05–0,35%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Имеются обломочки скелетов радиолярий, спикул губок и костей.

Колонка АСВ-1540 в слое 0–160 см представлена темно-коричневыми красными глинами (0,16–1,00%  $\text{CaCO}_3$ , 0,08–0,35%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ), с линзочками серовато-желтых глин (135–160 см). Слой 160–198 см представлен серовато-желтыми красными глинами (0,32–0,69%  $\text{CaCO}_3$ , 0,08–0,14%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) с линзочками темно-коричневых глин. Контакт 198–218 см – резкий, неровный. На горизонте 218–260 см – желтоватые красные глубоководные глины (0,57–7,06%  $\text{CaCO}_3$ , 0,15–0,16%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Ниже (260–510 см) – желтовато-серые, бежевые и желтые глины, слабоизвестковые (17,59–26,49%  $\text{CaCO}_3$ , 0,12–0,40%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) (табл. 3). На горизонте 418–450 см имеются серые и темно-серые слойки (1–3 см) глин, обогащенные гидроксидами железа.

В красных глинах колонки АСВ-1540 преобладают переотложенные виды кокколитов (*Discoaster brouweri*, *D. tamalis*, *D. Pentaradialis*). Особенно их много на горизонтах 260 и 470 см. Имеются также миоценовые виды *Discoaster quinqueramus* Gart, *D. kugleri* Hay и др. Все это свидетельствует об интенсивном переотложении осадков, что вызвано, очевидно, переносом турбулентными потоками взмученного осадочного материала осадков с близлежащих холмов и гор, которые «протыкали» уровень критической глубины карбоната накопления в Бразильской котловине (преимущественно в ледниковые эпохи). Глины ст. АСВ-1540 отнесены к нижней части верхнего плейстоцена [10].

Колонка АСВ-1541 представлена красными глубоководными глинами коричневого цвета (0,05–0,25%  $\text{CaCO}_3$ , 0,05–0,13%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). На поверхности глины распространены крупные ЖМК, а в толще глин – многочисленные мелкие ЖМК. В глине имеются зерна филлипсита, фрагменты костей, радиолярий, спикулы губок.

Колонка АСВ-1542 представлена: гор. 0–15 см – темными коричневатосерыми кремнисто-глинистыми илами (1,00–1,57%  $\text{CaCO}_3$ , 0,46–0,50%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ), гор. 15–478 см – пестроцветными красными глубоководными глинами, с многочисленными радиоляриями и диатомеями (0,16–6,40%  $\text{CaCO}_3$ , 0,19–0,55%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) [10]. По более новым (нашим) данным в пределах 55–65 см содержание  $\text{CaCO}_3$  превышает 10% и достигает 11,85% (табл. 3). В слое 15–478 см содержится 20–23% (от валового состава глин) диатомей и до 25% радиолярий. Диатомовые водоросли (более 50 видов) представлены *Azpeitia nodulifer*, *Rhizosolenia alata*, *Rh. styliiformis*, *Hemidiscus cuneiformis* и др. В интервале 30–80 см глины слабоизвестковые (16,19–30,89%  $\text{CaCO}_3$ , 0,39–0,60%  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Цвет глин изменяется от серого до бежевого и кремового, с темно-серыми пятнами.

Глины колонки АСВ-1542 плейстоценовые (зона *Pseudoeunotia doliolus*). Они предположительно накопились в последние 700 тыс. лет.

Состав красных глубоководных глин колонок разрезов Б–Б и I–I (см. рис. 13) примерно такой же, как и колонок разреза Бк–Бк. Исключение со-

ставляют лишь этмодискусовые илы, которые в колонках упомянутых разрезов обнаружены не были.

На разрезе I-I колонкой АК-414 (глубина океана 4880 м) (рис. 13 В) вскрыт (на глубину 265 см) сплошной разрез коричневых красных глубоководных глин (КГГ) без всяких признаков наличия прослоев более грубых осадков. Глины очень тонкие, содержат 79,34–82,12% фракции <0.01 см. Содержание  $\text{CaCO}_3$  0.00–0.23% (на гор. 0–6 см – 1.75%),  $\text{C}_{\text{орг}}$  – 0.21–0.45%; Fe – 5.28–5.56%, Mn – 0.06–1.43%, P – 0.06–0.07,  $\text{SiO}_{2\text{ам}}$  – 0.68–1.71%. Это – типичный для Атлантики состав окисленных пелагических (красных) глин.

Ближе всего к сейсмоакустическому профилю находится станция АК-416. Колонка (длиной 270 см) на этой станции отобрана на глубине (4570 м), т.е. ниже критической для  $\text{CaCO}_3$ . Колонкой вскрыты плотные коричневые красные глубоководные глины (слой 0–104 см), залегающие на серо-желтых и серых, очевидно гемипелагических глинах. Обе разновидности глин бескарбонатны (< 10%  $\text{CaCO}_3$ ). Серо-желтые глины переслаиваются с четко выраженными прослоями и линзами песков и крупных алевритов. Эти прослои находятся на горизонтах 91–94; 104–112; 157–160; 240–241; 268–270 см. Особенно грубые и хорошо отсортированные пески залегают на горизонте 104–112 см.

В колонке АК-419, которая находится на континентальном склоне (глуб. 2760 м), обнаружен всего лишь один прослой песков (гор. 41–47 см). Остальная часть колонки представлена серым терригенным илом.

Литология описанных трех колонок позволяет заключить, что в Бразильской котловине именно в районе колонки АК-416 проходит мощная струя АДВ, которая сильно воздействует на дно. Песчаные и алевритовые прослои (контуристы) свидетельствуют о переносе песчано-алевритового материала, очевидно, в основном вдоль подножия материкового склона. Со стороны материкового склона Бразилии грубозернистый материал в виде турбидитных потоков поступал очень редко, о чем свидетельствует наличие в колонке АК-419 всего лишь одного грубого прослоя на гор. 41–47 см. Глубже в колонке прослои песков отсутствуют. Можно предположить, что верхний слой красных глин в районе станций АК-416 и АК-414 накопился в голоцене и в самом конце висконсина, в то время как серо-желтые и серые глины с грубозернистыми прослоями (91–270 см) в колонке АК-416 накопились в висконсине, когда течение АДВ было значительно сильнее, чем в голоцене.

На разрезе Б-Б колонки, отобранные с глубин 4,5 км, представлены коричневыми и красно-коричневыми красными глубоководными глинами (рис. 13). На более мелководных станциях (АК-402, глубина 4380 м) КГГ переслаиваются с более грубыми (алевритовыми) прослоями терригенно-фораминиферовых илов. Мощность прослоев КГГ здесь составляет 30–80 см.

На материковом склоне (станции АК-405, -403 и 402-1 (см. рис. 2, табл. 1, 2) залегают терригенные крупные алевриты с многочисленными обломочками раковинного материала, с тонкими прослоями песков (контуристов или турбидитов).

Со стороны САХ на профиле Б-Б находится станция АИ-43. Она отобрана с глубин 4534 м и представлена фораминиферовыми алевритово-пелитовыми илами. Следовательно, здесь на этих глубинах АДВ не проходят и КГГ находится на несколько сот метров ниже, чем в центральной части Бразильской котловины или у подножия материкового склона Южной Америки. По нашим

более ранним данным [8] в широтной полосе  $10^\circ$  с.ш. –  $10^\circ$  ю.ш. Западной Атлантики в настоящее время КГГ находится примерно на глубине 5200 м. Очевидно, станцию АИ-43 нужно причислить к этой же экваториальной зоне с очень низким уровнем КГК.

Колонка ПЛ-20 (глуб. 5000 м) отобрана в восточной части Северного жлоба NT (в 23 милях западнее точки 644 профиля M-RM, идущего по меридиану  $30^\circ$  з.д.) (см. рис. 8). Колонка (длина 170 см) представлена серыми терригенными илами с многочисленными песчаными прослоями и линзами. Все это говорит о проявлении активных гидродинамических процессов, в том числе и о проявлении суспензионных потоков, обусловивших наличие в осадочной толще сортированных слоев – песчаных турбидитов. К сожалению, сейсмопрофиль (рис. 8) сделан на расстоянии более 30 км от места взятия колонки ПЛ-20, и наличие турбидитов на сейсмозаписях увидеть не удалось, но они хорошо выявляются в желобе NT (см. рис. 8).

Колонки АК-376, АК-377 и АК-378 отобраны в пределах материкового склона СВ Бразилии и у его подножия на равнине Сеарра (см. рис. 2), т.е. заметно южнее глубоководного конуса Амазонки. Колонки представлены серыми терригенными илами с многочисленными прослоями песков и алевроитов. Это говорит об активных гидродинамических процессах в районе упомянутых станций. Предположительно, на станции АК-378 эти процессы обусловлены проникновением в абиссальную равнину Сеарра Североатлантических глубинных вод (САГВ), т.к. именно водные массы САГВ наблюдаются здесь на этих глубинах (1500–4000 м). В районе других станций, где глубины превышали 4000 м, примесь алевроитового материала и прослой песков накопились скорее всего в результате действия течений АДВ.

### **Придонные течения, размыв и переотложение осадков**

Антарктические донные воды (АДВ) в Бразильской котловине составляют слой шириной около 1000 км и мощностью около 700 м. Этот слой начинается на глубине 4500 м и доходит до дна [12]. По другим сведениям [22] АДВ по широте  $2^\circ$  с.ш. –  $2^\circ$  ю.ш. наблюдаются между 4000 м и дном: верхняя их граница здесь четко определяется по изотерме  $0\text{J}1,8^\circ\text{C}$ . Антарктическая донная вода в Бразильской котловине на глубинах более 4800 м характеризуется очень высоким содержанием кремния – более  $110 \mu\text{моль}\cdot\text{кг}^{-1}$  [30].

В каналах Хантер и Вима изотерма  $1,8^\circ\text{C}$  и изогалина 34,8 psu находятся на глубине 3500 м (рис. 14, 15). Это – самый верхний слой АДВ (рис. 15). В обоих каналах температура воды у дна (глубины 3900–4000 м) понижена до  $0,2^\circ\text{C}$ , соленость – до 34,7 psu. Следовательно, по этим характеристикам можно заключить, что основными проходами АДВ на север являются каналы Вима и Хантер. Однако, строение дна и донные осадки говорят об обратном: наличие илистых позднечетвертичных (?) осадков с многочисленными известковыми раковинками фораминифер на станциях АИ-1044 и АИ-1047 (глубины 4370–4113 м) говорят о том, что в канале Хантер на глубинах 4100–4370 м потоки АДВ, если и существуют, то очень слабые. Согласно данным [33] древние холодные воды текут по каналу Хантер на глубинах более 4400 м. Однако, пробы осадков с таких глубин отобраны не были.

Отсутствие мягких, слоистых донных осадков в канале Вима и акустически жесткое его дно говорят о том, что именно здесь проходит наиболее силь-

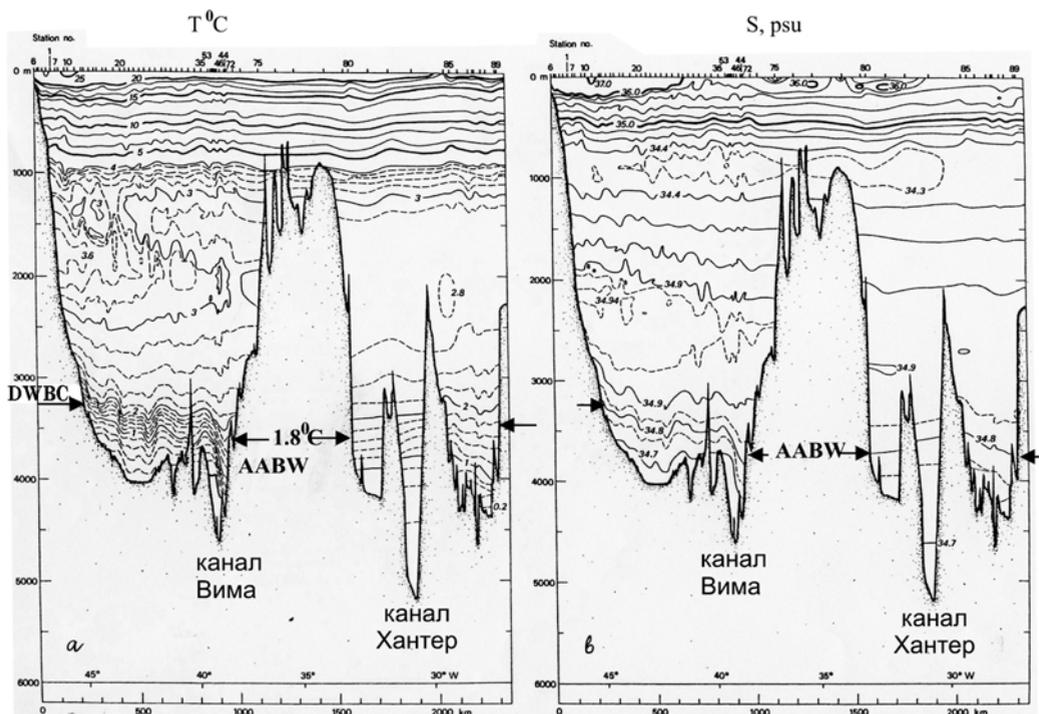


Рис. 14. Профили потенциальной температуры ( $T^{\circ}\text{C}$ ) и солёности ( $S, \text{psu}$ ) над возвышенностью Риу Гранди и в каналах Вима (станции 44–35) и Хантер (станции 83–84) в январе-феврале 1991 г. (по [33]). На нижних шкалах показана географическая (западная) широта и расстояние в км. Верхняя граница АДВ (AABW) совпадает с изотермой  $1,8^{\circ}\text{C}$  и солёностью  $34,8 \text{ psu}$

ная струя АДВ (рис. 14). Она настолько сильна, что, как показывают профили «Парасанд», полностью «выметает» рыхлые осадки и, очевидно, не позволяет им накапливаться даже в стадии ослабленного поступления АДВ в данный канал. В связи с тем, что канал Вима имеет асимметричное строение (правый его борт более крутой, см. рис. 5), можно предположить, что именно правый (восточный) борт подвергается наиболее интенсивной эрозии. Прижатие струй АДВ к восточному борту происходит за счет экмановского трения [9]. Характерно, что в последние десятилетия происходит потепление АДВ. И это потепление холодной струи АДВ происходит не только в канале Хантер, но и по всей длине (т.е. на протяжении 700 км длины канала Вима) от  $-0,135^{\circ}\text{C}$  на юге до  $-0,094^{\circ}\text{C}$  на севере. По данным [9] повышение температуры АДВ наблюдается с 1972 г. по настоящее время.

Севернее канала Вима – возвышенности Риу-Гранди, очевидно, Антарктическая донная вода вплотную прижимается к подножию материкового склона Бразилии, образуя у склона Глубинное западное пограничное течение (сокращенно ГЗПТ, по-английски – Deep Western Boundary current – DWBC, Fine [20, 25, 29] (рис. 16). На  $10^{\circ}30'$  ю.ш., где изобата 5000 м наиболее близко подходит к подножию материкового склона, основная струя этих вол проходит, в основном, между станцией АК-414 (глубина 4880 м) и изобатой 4500 м (см. рис. 2).

Явных литолого-геохимических индикаторов поступления АДВ в Экваториальную Атлантику в донных осадках не обнаружено. Путь АДВ в дон-

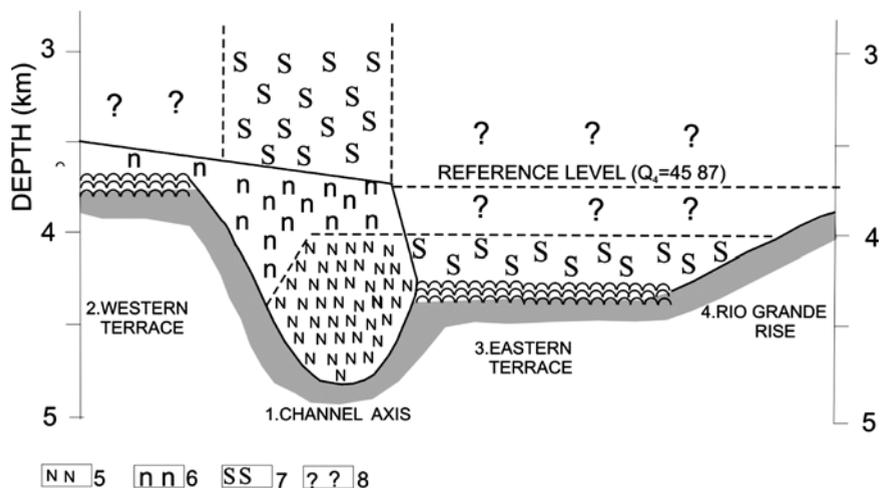


Рис. 15. Осреднённая схема, иллюстрирующая потоки вод в канале Вима около 31° ю.ш. по [24]:

1 – ось канала; 2 – западная терраса; 3 – восточная терраса; 4 – возвышенность Риу Гранди; 5 – сильный поток северного направления ( $V > 20$  м/с); 6 – слабый поток северного направления; 7 – слабый поток южного направления; 8 – слабый поток неопределенного направления. У восточной террасы течение раздваивается, отражая влияние на него рельефа дна. Наличие южного (S) потока вод над каналом Вима подтверждается минимальным содержанием растворенного кремния, что указывает на предполагаемый источник вод потока из Северной Атлантики. Обращает на себя внимание наличие потока южного (S) направления на восточной террасе, несмотря на то, что температура придонного слоя ( $\theta < 0,7^\circ\text{C}$ ) указывает на преобладание в этом потоке антарктической компоненты воды. Не обнаружено явных свидетельств потока воды в северном направлении между 4300 и 3000 м на восточном фланге канала Вима, несмотря на резкие градиенты в свойствах придонного потока

ных осадках метится в западной части Бразильской котловины (на глубинах более 3744 м) лишь распространением в осадках антарктических видов диатомовых водорослей (*Nitzschia kerguelensis*, *Eucampia antarctica*, *Coscinodiscus lentiginosus* и др.). Причем в осадках межледниковий их содержания больше по сравнению с осадками ледниковых эпох [23]. Это может обозначать, что в ледниковые эпохи поток АДВ ослабевал.

Формы рельефа дна и характер его поверхности, а также наличие слоистости осадков и ее характер – все это подтверждает существование активной динамики придонных вод в западной части Экваториальной Атлантики, включая центральную часть Бразильской котловины, в которой, глины то размывались, то не накапливались. Следовательно, над дном Бразильской котловины потоки АДВ то усиливались, то ослабевали. Наличие каналов, таких как канал ЭСОЖ говорит о существовании сильных придонных течений («огромных подводных рек»), переносящих в Северное полушарие Земли большое количество не только антарктической воды (см. рис. 1, 2), но и взвешенного осадочного материала. Глубоководные океанические каналы – это места либо неотложения осадков (нулевой седиментации), либо эрозии дна, либо попеременно – то и другое. В районе 5° ю.ш. мощность потока АДВ составляет 4,7 свердрупов (Sv). Около 1/3 этого потока (или 1,5–1,8 Sv) течет на СЗ, в Гвианскую котловину [32]. Остальные 2/3 этих вод направляются на восток, в основном, в желоб Романш [27] или рециркулирует вновь в Бразиль-

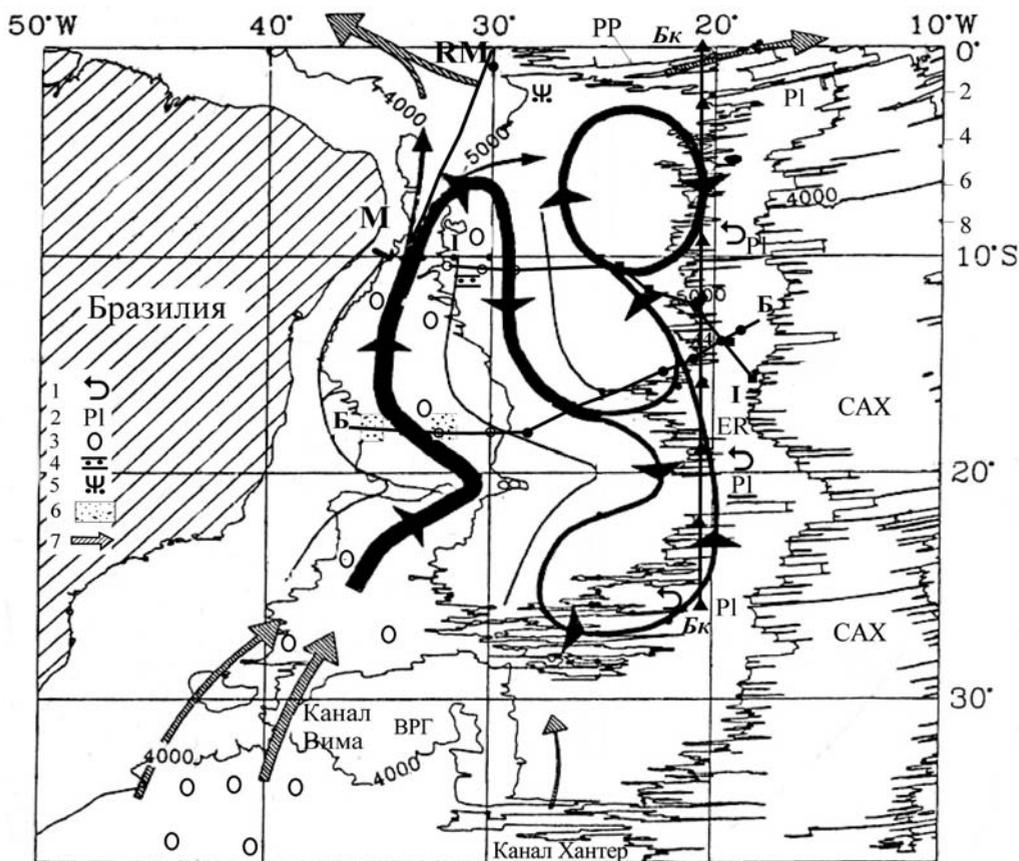


Рис. 16. Циркуляция ADB (AABW) в юго-западной Атлантике по [23], с некоторыми дополнениями.

Толстые стрелки обозначают приток ADB. Тонкие линии – границы глубинного пограничного течения и возвратного течения.

1 – размыв и переотложение осадков; 2 – плейстоцен; 3 – диатомеи принесённые от Антарктиды (по [25]); 4 – песчаные и алевритовые прослои в глинах; 5 – прослои турбидитов; 6 – прослои песков, алевритов, 7 – заштрихованная стрелка в левом верхнем углу – генеральный поток ADB в Гвианскую котловину по данным разных авторов. ER – эрозия дна, ВРГ – возвышенность Рио Гранде, САХ – срединно-океанический хребет, РР – разлом Романш

скую котловину [25,31]. В этой котловине на 4°30' ю.ш. часть потока АДВ совершает круговорот на В и Ю (рис. 16). Другая часть потока продолжает путь на север. В районе около 05°00' ю.ш. и 31°30' з.д. этот северный поток вливается в Экваториальный океанический канал (ЭСОК) [32]. По высокой концентрации кремния, очень низкой температуре, а также и по другим параметрам [12, р. 919] АДВ обнаруживается в самой глубоководной части ЭСОК (глубина 4550 м) в точке 00°39' с.ш. Частично АДВ идет на СЗ, частично вдоль СЗ фланга САХ [12, р. 918]. Представляется возможным также предположить, что одна часть потока АДВ, которая показана [25, с. 635] в виде тонкой стрелки северного направления (см. рис. 16), входит в канал (каньон?) В, имеющий аналогичное каналу ЭСОК строение: южный (левый) борт канала В эрозийный, в то время как более высокий северный (правый) борт аккумулятивный (см. рис. 9). Переносимая придонными течениями взвесь и переотлагающийся в результате эрозии дна и бортов каналов осадочный материал пред-

положительно «вываливается» за пределы каналов, рассеивается по большим площадям дна и отлагается в стороне от каналов. Это отложение происходит главным образом вдоль основного Экваториального срединноокеанического канала, в результате чего и образуется Центральный осадочный вал (ЦОВ). Чем ближе к каналу, тем больше материала откладывается на дно, тем больше скорости осадконакопления и тем батиметрически выше становится ЦОВ. Подтверждением этого служат слои акустически прозрачных осадков и акустически непрозрачных границ между ними по обе стороны каналов. О неотложении осадков в русле каналов говорит и тот факт, что на днищах некоторых каналов практически отсутствуют слоистые, акустически прозрачные осадки: днища представлены уплотненными, акустически почти непрозрачными породами (скорее всего дочетвертичными). Каналы «прорезают» осадочную толщу на глубину 120–160 м от поверхности дна. На более крутых бортах каналов видно, что слои осадков на них обрываются, не загибаясь вниз, как это характерно для более пологих и более высоких южных (т.е. ЮЮЗ) бортов каналов ЭСОК и В. Это значит, что ЮЮЗ борта постоянно срезаются, а ССВ – нарастают. Это нарастание происходит за счет отложения несомого долинными придонными потоками осадочного материала. Характер слоистости осадков правого (северного) борта канала ЭСОК на глубинах океана 4610–4750 м и наличие слоистых осадков у подножия правого (северного) борта днища этого канала говорят о том, что поток в долинном русле ЭСОК двухъярусный: один, менее быстрый, – на уровне глубин океана 4610–4720 м, т.е. в верхней части У-образного поперечного профиля канала, и второй, более узкий, но очень сильный – на глубинах 4730–4753 м, т.е. у самого дна канала. Этот поток как зубья пилы прорезает дно в самой глубинной части русла шириной 500–700 м, отбрасывая к подножию северного (правого) борта несомый течениями и взмученный ими же осадочный материал. Повторяется схема динамики и накопления осадков, характерная для верхней (основной) части канала ЭСОК: сброс осадочного материала в северную (NNE) сторону русла, т.е. на правый борт (см. рис. 9).

Примерно аналогичное строение и у канала В (см. рис. 9). Разница в том, что на днище нет нижнего (руслового) слоистого осадочного тела, как в канале ЭСОК. Обусловлено это, очевидно, более узким поперечным сечением канала В: ширина днища всего лишь 600–800 м.

Каньон АИ имеет несколько иное строение, чем каналы ЭСОК и В. У каньона АИ эрозионный не левый южный, а правый северный борт. Кроме того у него нет осадочного вала на северном борту, а на южном борту этот вал всего лишь с относительной высотой 10 м. Автор считает, что данный канал не является среднеокеаническим. Это скорее всего долина каньона, берущего начало на материковом склоне Южной Америки (см. врезку А на рис. 2).

Профиль Северного желоба (см. рис. 8, он обозначен индексом NT) и наличие углубления у подножия горы RM на днище этого желоба говорят о существовании здесь сильного придонного потока, предположительно, восточного направления: в районе «экваториальных ворот» значительная часть потока АДВ, как отмечалось выше, поворачивает на восток и далее по желобу Романш проходит в Ангольскую котловину. Горизонтальная поверхность днища желоба, грубая горизонтальная слоистость осадочной толщи, накопление этих горизонтальных слоев несогласно к поверхности наклоненных к

северу слоев участков 11 и 12 (см. рис. 8) говорят о том, что желоб СЖ периодически заполняется сортированными слоями осадков в результате деятельности мутьевых потоков. Подтверждением этому является состав колонки ПЛ-20: она состоит из терригенных турбидитов и песчано-алевритовых линз с растительными остатками (см. рис. 8).

Батиметрически выше днища СЖ, т.е. на глубинах менее 4860 м (см. рис. 7) тоже существуют сильные течения, предположительно северо-западного направления. На глубинах 4860–4750 м они касаются дна Центрального осадочного вала (поверхности северного его склона), центральная часть которого прорезается ЭСОК. На этом участке водный поток имеет, очевидно, турбулентный (?) характер – предположительно именно такой поток порождает волнистую поверхность дна (участок 10 на рис. 7). Возможно, эта «турбулентность» порождается соприкосновением потока вод АДВ с нижней частью ЦОВ. Батиметрически выше, на глубинах 4500–4570 м (верхняя часть ЦОВ), течение придонных вод очень сильное: оно не позволяет отлагаться слоистым осадкам (и осадкам вообще) на дне. Здесь, очевидно, происходит даже эрозия дна. Аналогичные неотложения осадков или даже их эрозия дна происходит в долинах участков 5, 14, 2, 1, а также на участках между ними (см. профиль М–RM на рис. 7).

На профиле А–MAR (см. рис. 10) выделены Североатлантическая глубинная вода (САГВ глубины 1400–3700 м) и Антарктическая донная вода – АДВ. Верхняя граница АДВ находится на глубинах более 4300 м. Данная вода выделяется по высокому содержанию кремния и пониженному содержанию кислорода [7, 11]. АДВ движется на север-северо-восток по восточной части профиля А–MAR, т.е. между САХ и возвышенностью Сеарра (в основном, по равнинам Нара, глубины до 4663 м) и Сеарра (глубины до 4415 м). В участке 1450 (04°49' с.ш. и 41°04' з.д., глубина 4660 м), т.е. на равнине Нара (см. рис. 11) в нижнем (придонном) однородном слое мощностью в 150 м обнаружены минимальные температура (0,99°C) и соленость (34,785 psu), что очень характерно для АДВ. На широте примерно 5° с.ш., т.е. практически на широте профиля А–MAR, суммарный северный поток АДВ составляет 2,2 Sv, на широте 7°15' с.ш. – примерно 1,9 Sv [31].

На гидрологическом разрезе А17 от 2°30' ю.ш. до 7°30' ю.ш. Североатлантическая глубинная вода в 2006 г. была обнаружена на глубинах 1200–2600 [9].

Нижний слой Североатлантических глубинных (2500–3700 м) вод, которые выделяются по высокой концентрации кислорода и низкой – кремния, составляет 20 Sv [36]. Причем 2/3 этого потока через разломы САХ (главным образом, через разлом Романш) уходят на восток, 1/3 – на юг. На 7°30' с.ш. САГВ блокируется возвышенностью Сеарра и совершает круговорот [28]. Поэтому данная вода в пределах профиля А–MAR проходит на ЮВ над конусом выносов Амазонки почти вдоль изобаты 4000 м (см. рис. 10). Примерно на 2° с.ш. этот поток вновь блокируется хребтом Парнаибба. В результате поток раздваивается на два: один из них совершает круговорот в районе примерно 1°30' с.ш., пересекает Экваториальный срединноокеанический канал на глубине около 3900 м, направляется вновь на СВ и обходит возвышенность Сеарра с СВ; второй поток САГВ продолжает свой путь на ЮВ вдоль юго-западного фланга ЭСОК и вдоль склона Бразилии и продолжает свой путь на юг [26,

12]. Южнее экватора САГВ это уже более теплые и более соленые воды, и они содержат меньше кислорода, чем воды этого потока у экватора.

### Некоторые аспекты палеоокеанологии

Слабая придонная циркуляция вод через «экваториальные ворота» между Северной и Южной Атлантиками очевидно началась в пору образования глубоководного пролива между Африкой и Южной Америкой и с началом оледенения Антарктиды (эоцен). Эта циркуляция особенно усилилась в позднем миоцене после полного оледенения Антарктиды [15], когда зародились большие языки ледников на ее шельфе.

Антарктическая донная вода в районе возвышенности Риу-Гранди стала появляться в палеогене, где-то между 52 и 30 млн. л. н. [24, р. 255–256]. В это время, очевидно, стал появляться и эрозионный канал Вима. Следы эрозии донных олигоценовых осадков были обнаружены также и в кернах скважины ГЧ-515, расположенной в Бразильской котловине севернее возвышенности Риу-Гранди. Явные следы воздействия АДВ на олигоценовые донные осадки метятся возрастом 34 млн. л. н. [24, р. 253]. Именно такого возраста биогенные турбидиты были обнаружены в керне скважины. Это позволило ученым сделать вывод о том, что турбидиты образовались в результате начала эрозии дна в канале Вима. Потоки АДВ в ходе всей неогенной и четвертичной истории не были равномерными: они изменялись в ледниковые и межледниковые эпохи. Максимальными эти потоки были во времена, непосредственно предшествовавшие сильнейшим эпохам оледенения, в первую очередь, в изотопные стадии 7/6 и 3/2. Такое усиление потоков АДВ в плейстоцене обуславливало интенсификацию эрозии дна и накопление контуритов [24, р. 256].

О строении осадочной толщи южной части Экваториальной Атлантики можно судить также и по скважине ГЧ-23.

В период ранней миоценовой регрессии шельф Северо-Восточной Бразилии освободился от воды. Он стал эродироваться [19, р. 607], в результате чего большое количество терригенного материала стало поступать в окраинную часть океана. Однако до раннего миоцена в открытый океан терригенные отложения у Амазонки не поступали [19, р. 603]: средний и поздний миоцен в районе плато Сеарра представлены наноилами и калькаренитами, т.е. типичными океаническими осадками [34]. Между средним и поздним миоценом, однако, существовал трехмиллионный hiatus.

На поднятии Сеарра карбонатные осадки позднего олигоцена – среднего миоцена были несогласно перекрыты терригенными и терригенно-кремнистыми осадками, что явилось результатом начала формирования конуса выносов Амазонки.

В связи с поднятием Анд и поворотом Амазонки от Тихого океана к Атлантическому в раннем миоцене [19, р. 606] режим осадконакопления изменился катастрофически. Началось формирование глубоководного конуса выносов Амазонки. Верхние уплотненные слои нижнего миоцена являются рефлектором-основанием. По нашим предположениям этот рефлектор прослеживается и в осадочной толще канала ЭСОК (на рис. 9 он обозначен буквами МА). С тех пор, за время существования реки Амазонка (15 млн. лет) в Атлантический океан было вынесено около  $5 \cdot 10^5$  млрд. т твердого вещества

[6, с. 199]. Конус выноса стал приобретать колоссальные размеры и простираться до возвышенности Сеарра.

В верху пачки наноилов и калькаренигов в районе плато Сеарра в интервале миоцен–плейстоцен имеется отражающий горизонт (Горизонт  $G_3$ ), который может быть прослежен в Гвианскую котловину [19, р. 606]. В районе скважины ГЧ-354 имеется 4 отражающие границы. Четвертая (самая поздняя граница –  $G_4$ ) находится на глубине 70 м от поверхности дна между желто-бурыми наноилами плейстоцена и более древними серыми наноилами. Какие из записанных на профилях «Парасаунд» отражающие границы (см. рис. 11) являются отражающими горизонтами  $G_3$  и  $G_4$ , неясно.

Мессинские гляциальные события (7,5–5,5 млн. л. н.) обусловили цикличность в вертикальных колебаниях КГК (которые, кстати, продолжались в Атлантическом океане и в четвертичное время) с периодичностью в 30–50 тыс. лет [19, р. 856]. Можно допустить, что слоистость осадочной толщи частично и порождена этой цикличностью. В пелагических (красных) глинах цикличность выражалась чередованием наложения типичных красных глин (буро-красного цвета) с содержанием  $\text{CaCO}_3$  10% и серых или желто-серых илов с повышенными содержаниями  $\text{C}_{\text{орг}}$  (0,5–1,0%) и  $\text{CaCO}_3$  (10–30%) [1, 5]. Частично такая цикличность выявлена и в колонках АК-414, АК-416 и других, что показано на разрезах I–I, Б–Б и Бк–Бк (см. рис. 13).

Четко выраженные отражающие границы на профилях «Парасаунд», очевидно, обусловлены длительными перерывами в осадконакоплении, что могло приводить к консолидации поверхностного слоя осадков во время этих перерывов. Некоторые из этих перерывов могли сопровождаться размывом дна в одном месте и отложением дополнительных количеств осадочного материала – в других. В результате в одних слоях мощность слоя нарастала и возникали осадочные валы, в других уменьшалась и возникали четкие акустически жесткие (отражающие) границы.

В связи с тем, что цикличность оледенений и межледниковий в миоцене–плейстоцене вызывала то усиление, то ослабление потока АДВ, то и мощность потока этих вод из Бразильской котловины в Гвианскую то увеличивалась (глубина кровли этих холодных водных масс предположительно поднималась на 300–400 м), то уменьшалась. Возможности пересечения порога в виде равнин Сеарра и Нара во время ледниковий для АДВ заметно возрастали. Например, уровень КГК во время последнего оледенения (примерно 23 тыс. л. н.) в Южной Атлантике был на 400 м выше, чем в настоящее время [1, 3]. Слоистость осадочной толщи, выявленная при помощи приведенных выше сейсмопрофилей, могла быть вызвана этой цикличностью вследствие замедления темпов осадконакопления и даже неотложения осадков (а, следовательно, и их консолидации), или, наоборот, вследствие интенсификации темпов накопления осадков и сменой пелагических красных глин серыми известково-терригенными илами, а также и сменой пелагических (красных глин) серыми известково-терригенными илами. В результате происходило увеличение мощности акустически прозрачных слоев.

Предположительно в это время (миоцен) в связи с замедлением темпов поступления осадочного материала в Экваториальную Атлантику мог сформироваться слой осадков на глубине 45 м от поверхности современного дна, ныне представляющий собой сильнейшую акустическую границу (условно

названную нами рефлектором МА – миоценовая граница Амазонки, см. рис. 9, участок (8) и рис. 11, участок (215). В стадию такого замедления темпов осадконакопления (или даже неотложения осадков) могла произойти консолидация верхнего осадочного слоя, что сделало его почти акустически непрозрачным. Если это предположение верно, то очевидно, что канал ЭСОК в районе прохождения профиля М–RM существовал и в домиоценовое время, т.к. рефлектор МА в этом канале имеет асимметричное строение: его северный склон постепенно понижается в сторону русла канала, в то время как слои осадков на левом (южном) его борту залегают горизонтально или даже приподнимаются. Северный склон канала ЭСОК в МА время был на 30 м выше южного (в настоящее время он выше на 45 м). Более того, когда рефлектор МА являлся поверхностью дна, рядом с каналом ЭСОК существовали и другие каналы, которые хорошо видны в погребенном виде на участке 9 (см. рис. 7, над точками 617–620). Условно они названы предполагаемыми каналами миоцена (ПКМ). Но вскоре после этого на участке 9 геологические события развивались столь стремительно, что эти каналы были «засыпаны» осадками без видимых следов слоистости. Можно предположить, что это были оползневые процессы, «смявшие» осадки (от рефлектора МА и ниже).

Особое внимание привлекает находка диатомовых (этмодискусовых) илов на 20° ю.ш. в Бразильской котловине (станция АСВ-1537). Крупные обломочки скелетов *Ethmodiscus rex.*, предположительно, были принесены в ледниковые эпохи из зоны апвеллингов Юго-Западной Африки. Ранее мы [6] отмечали, что наиболее интенсивно кремнистые осадки в Атлантическом океане накапливались в эоцене, в процессе диагенеза и катагенеза эти осадки преобразовывались в кремни, порцелланиты и радиоляриты. Мы также писали, что диатомовые илы в южной экваториальной зоне отсутствуют, но находка этих илов на станции АИ-1557 опровергла наши предположения.

### Заключение

1) На профиле Б–РГХ (склон Бразилии – Риу Гранди-Хантер) материковый склон до глубин 2930 м «голый» (т.е. он не покрыт рыхлыми осадками), что может свидетельствовать об интенсивной динамике водной массы на глубинах менее 2930 м. На глубинах от 2930 до 3600 м водная масса спокойная, о чем свидетельствует наличие рыхлых осадков на дне. На глубинах от 3770 до 4590 м дно «жесткое»: рыхлые осадки наличествуют лишь в углублениях. Эта часть дна омывается верхними слоями Антарктической донной воды (АДВ).

2) Канал Вима, имеющий в осевой части глубины 42300–4590 м, «промывается» сильным течением АДВ. Скорости придонных течений иногда превышают 100 м/с, о чем свидетельствует полное отсутствие не только донных осадков, но и слабоконсолидированных дочетвертичных пород.

3) На обследованных нами участках склонов возвышенности Риу Гранди рыхлые осадки отсутствуют. Они обнаружены лишь в углублениях возвышенности.

На склонах канала Хантер распространены рыхлые, слоистые известково-терригенные осадки. Слоистость говорит о неравномерности потока той части водной массы АДВ, которая проходит через этот канал.

4) Наши данные подтверждают ранее сделанные выводы о том, что АДВ проходят преимущественно по каналу Вима. Верхняя граница водной массы

АДВ в районе этого канала находится на глубине около 3500 м [24]; выше располагается водная масса Североатлантической глубинной воды (САГВ), движущейся на юг.

5) В осевой части Бразильской котловины (литологический профиль Бк–Бк) у дна проходит возвратная струя АДВ. Донные осадки во многих местах этой котловины размыты и переотложены: глины изученных нами колонок (слой 0–400 см) в основном плейстоценовые или голоценово–плейстоценовые. На поверхности неразмытых глин залегают железо-марганцевые конкреции.

6) У подножия материкового склона Южной Америки (на литологических разрезах Б–Б и I–I) сильный поток АДВ метится наличием в глинах маломощных (2–10 см) прослоев терригенных песков и алевритов (контуриты). Вероятнее всего это результат действия Глубинного западного пограничного течения (ГЗПТ-ДWBC), прижимающегося к подножию материкового склона.

Путь АДВ в приматериковой зоне Бразильской котловины метится наличием в осадках (до 10° ю.ш.) антарктических видов диатомей *Nitzschia kerguelensis*, *Eucampia antarctica*, *Coscinodiscus lentiginosus* и др.

7) Условия накопления этмодискусовых илов в районе колонки АСВ-1537 остались невыясненными. Нами предполагается, что остатки *Ethmodiscus rex* могли быть занесены сюда из зоны апвеллинга Западной Африки в ледниковые эпохи.

8) Нами подтверждено наличие в экваториальной части Западной Атлантики глубоководного океанического осадочного вала с наличием в верхней его части глубоководного канала ЭСОК (глубина 149 м). Причем, всего в районе северо-восточнее порта Ресифи (профиль М–RM) выявлено не один, а два сходных канала. Оба канала в поперечном профиле имеют асимметричное строение. Один из берегов канала растет за счет сброса из него осадочного материала, второй – эродирован (срезается). На дне канала ЭСОК имеются осадочные признаки того, что в определенные этапы времени по его дну движется второй, очевидно, самостоятельный поток мутных антарктических вод, в результате чего на дне канала накапливается вторичная (наложенная) слоистая осадочная структура.

По одному из каналов (канал Б) водный поток направлен не на ССЗ, а на ЮЮВ. Возможно этот канал не является срединноокеаническим, а представляет собой каньон, берущий начало на материковом склоне Южной Америки.

9) На траверсе конуса выносов р. Амазонка (профиль А–МАР) слабый поток АДВ проходит лишь по долине Нара, где имеются глубины 4660–4640 м. Этот поток АДВ подтверждается и гидрохимическими данными [7, 11].

10) Наши данные позволяют утверждать, что совместные гидролого-седиментологические исследования являются наиболее полными и результативными. Они дают более достоверные результаты, чем отдельно только гидрологические или только седиментологические исследования.

**Благодарности.** Настоящая работа была выполнена автором в течение 2001–2008 гг. в лаборатории геологии Атлантики АО ИОРАН по программе Института океанологии РАН «Мировой океан». В сборе и обработке колонок осадков большую помощь оказал С.М. Исаченко. Оформление текстовой и графической части было выполнено моими помощницами Г.В. Тишинской, Т.Г. Коноваловой, Г.П. Ромаховой, Ю.Е. Полосиной.

Во время подготовки настоящей статьи автор получил весьма ценные консультации у профессора В. Ценка (W. Zenk), Институт мореведения Кильского университета (Германия), а также у А.В. Сокова, А.Б. Зубина, В.В. Сивкова. Всем упомянутым ученым и инженерам автор выражает свою искреннюю благодарность.

1. Емельянов Е.М. 1982. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана // Под ред. А.П.Лисицына. М.: Наука. – 190 с.
2. Емельянов Е.М., Кругликова С.Б., 1990. Пелагические илы глубоководных котловин Атлантического океана. // В сб.: Геофизические поля и строение дна океанских котловин. Под ред. Ю.П. Непрочнова. М., Наука – С. 148–156.
3. Емельянов Е.М., Лисицын А.П. 1977. Кремнезем в Атлантическом океане. // Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. Под ред. А. П. Лисицына. М.: Наука. – С. 191–234.
4. Емельянов Е.М., Кравцов В. А. О причинах повышенных содержаний мышьяка в Балтийском море и Вислинском заливе // Геохимия. – 2007. – № 8. – С. 871–888.
5. Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В., 1975. Типы донных осадков Атлантического океана. – Межведомственный Геофизический Комитет, Калининград. С. 370.
6. Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Харин Г.С., 1989. Палеоокеанология Атлантического океана., Л: Недра. – 247 с.
7. Лаппо С.С., Лозовацкий И.Д., Морозов Е.Г., Соков А.В., Шаповалов С.М., 2001. Изменчивость структуры вод Экваториальной Атлантики. // Докл. РАН, том 379 (5).
8. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н., 1977. Геохимия осадков Атлантического океана. – М.: Наука. – 255 с.
9. Морозов Е.Г., 2005. 17-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Сергей Вавилов» в Атлантический океан. // Океанология. – том 45. – № 36. – С. 468–470.
10. Свальнов В.Н., О.Б. Дмитриенко, Г.Х. Казарина, С.М. Исапченко, Е.С. Саранцев, 2007. Четвертичные осадки осевой зоны Бразильской колонины. // Литол. и полезн. ископ. – № 2 – С. 133–152.
11. Соков А.В., Шаповалов С.М., Морозов Е. Г., 2001. 8-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» по международной программе WOCE/CLIVAR в Атлантическом океане. // Океанология, вып. 416 – № 366 – С. 477–5480.
12. Andrie S., C., Temon, J.-F., Messias, M.-J., Memory, L. and Bowles, B., Chlorofluoromethane Distributions in the Deep Equatorial Atlantic during January–March 1993, *Deep-Sea Res.*, 1998. – vol. 145. – P. 903–930.
13. Belderson R.H., and Kenyon N.Y., 1980. The equatorial mid-ocean Canyon seen on a sonograph: *Mar. Geol.* – v. 34 – P. m77–m–81.
14. Bleil, U. and Thiede, J., Eds., *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, Dordrecht–Boston – London: Kluwer Academic Publ., 1990. – 883 p.
15. Ciesielski P.F., and F.M. Weaver, 1974. Early Pliocene temperature changes in the Antarctic Seas. – *Geology*, 2, – P. 511–515.
16. Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., et al., 1995. Proc. OOP, Init. Repts., 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
17. Damuth, I.E., and M.A. Gorini, 1976. The Equatorial Mid–Ocean Canyon, a relict deep–see channel on the Brazilian continental margin: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 87. – p. 340–346.
18. Emelyanov E.M., 2005. Barrier zones in the ocean. – Springer, Berlin, Heidelberg – New York . – p. 636.

19. Emery K.O., Uchupi E., 1984. The Geology of the Atlantic Ocean. B.: Springer, 1050 p.
20. Fine R., Johns E. The deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. Deep Sea Res., 1992.– 39. – D 1967–1984.
21. Gardner I.V., Burckle L.H., 1975. Upper Pleistocene *Ethmodiscus rex* oozes from Eastern Equatorial Atlantic. – Micropaleontology, v. 21, № 2. – P. 236–242.
22. Hall M.M., McCartney M., Whitehead G.A., 1997. Antarctic bottom water flux in the equatorial western Atlantic. – Atlantic Jour Phys. Oceanol. 27, 1903–1926.
23. Johnes, G.A. and Johnson, D.A., Displaced Antarctic Diatoms in Vema Channel Sediments: Late Pleistocene Holocene Fluctuations in AABW flow, Mar. Geol., 1984, vol. 58, pp. 165–186.
24. Johnson D.A., 1984. The Vema channel: physiography, structure, and sediment–current interactions. – Mar. Geology, 58.
25. Madron De X.D., Weatherly G., 1994. Circulation, transport and bottom boundary layers of the deep currents in the Brazil Basin, Jour of Mar. Resh, 52. – P. 583–638.
26. Marjorie A.M., Friedrichs, M.S. McCartney, and M. M. Hall, 1993. Hemispheric asymmetry of deep water transport modes in the Atlantic. – J. Jour Geoph. Res.
27. Mercier H., K.G. Speer, 1998, Transport of Bottom Water in the Romanche Fracture Zone and the Chain Fracture Zone, Jour, Phys. Oceanography, v. 28. – P. 779–790.
28. McCartney M.S., 1993. Crossing of the equator by the deep western boundary current in the western Atlantic Ocean. – J. Phys. Oceanogr., 23. – P. 1953–1974.
29. Molinari, R.L., Fine, R.A. and Johns, E., The Deep Western Boundary Current in the Tropical North Atlantic Ocean, Deep–Sea Res., 1992, vol. 39 – PP 1967–1984.
30. Oudot C., P. Morin, F. Baurand, M. Wafar., and P. Le Corre, 1994. Distribution of silicate, phosphate and nitrate in the Equatorial Atlantic Belt. In: Deep Sea Res. I. 45. – P. 873–902.
31. Rhein M., Stramma L., Krahnemann G. The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic // Deep-Sea Res. I. 1998. V. 45 (4–5). P. 507–527.
32. Rhein, M., Stramma, L., Send, U., 1995. The Atlantic Deep Western Boundary Current: water masses and transport near the equator. Journal of Geophysical Research 100. – P. 2441–2457.
33. Speer K.G. and W. Zenk, 1993. The flow of Antarctic bottom water into the Brazil Basin. – J. Phys. Oceanogr., 23. – P. 2667–2682.
34. Supko P.R. and Perch–Nielsen K., 1977. General Synthesis of Central and South Drilling Results, Leg. 39, Deep Sea Drilling project. In: Supko P.R., Perch–Nielsen K. et al., 1977. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 39, Washington (U.S. Government Printing Office). – P. 1099–1132.
35. Warren B.A., 1981. Deep water circulation in the World Ocean. In: Warren, B.A., Wunsch, C. (Eds.), Evolution of Physical Oceanography, Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel. The MIT Press, Cambridge, MA. – P. 6–41.
36. Zangenberg N., Siedler G., 1998, Path of the North Atlantic Deep Water in the Brazil Basin, J. of Geogr. Res., v. 103, no. C3. – P. 5419–5428.

На основі власних і літературних даних про рельєф дна й будову осадоної товщі виявлено літологічні ознаки придонних течій у південно-західній Атлантиці (переважно в Бразильській котловині).

*Lithofacial signs of bottom waters in SW Atlantic (essentially Brazil Basin) are established according to the author's and early published data on bottom relief and sedimentary complex structure.*