

ДОННЫЕ ОСАДКИ И ПРИДОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКЕ**Е.М. Емельянов^{1,2}**¹ Балтийский федеральный университет им. И. Канта, 236041, Калининград, ул. А. Невского, 14, Россия² Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,

236022, Калининград, пр. Мира, 1, Россия

На основании оригинальных данных по составу осадков и сейсмических разрезов с привлечением литературных сведений дана характеристика рельефа дна и выявлены основные черты строения верхней, 10—100-метровой осадочной толщи в Юго-Западной Атлантике (Бразильская котловина). Подтверждено наличие сильного потока Антарктической донной воды (АДВ) на север и ее активная эрозионная деятельность. АДВ размывали или переоткладывали ранее (в голоцене и плейстоцене) накопившиеся в Бразильской котловине красные глубоководные (КГГ) и гемипелагические глины: в глинах много переотложенных плейстоценовых диатомей, неогеновых и палеогеновых дискоастров. В большинстве колонок осадков в Бразильской котловине КГГ являются плейстоценовыми. У подножия материкового склона Южной Америки в осадках обнаружены контуриты и прослойки песков. Это результат воздействия на дно глубинного западного пограничного течения (ГЗПТ, DWBC). АДВ переносят антарктические виды диатомей вдоль континентального склона Южной Америки до 10°—5° ю.ш. Подтверждено наличие в западной пелагической экваториальной части Атлантики Экваториального срединно-океанического канала (ЭСОК) с относительной глубиной до 149 м, обнаружены новые подобные каналы В (Вавилов) и АИ (Академик Иоффе). По каналу ЭСОК АДВ текут на север. Канал АИ, очевидно, не является собственно срединно-океаническим. На 20° ю.ш. (глубина 5000 м) обнаружены плейстоценовые этмодисковые (*Ethmodiscus rex*) илы, содержащие до 74 % аморфного SiO₂. На Амазонском профиле А—САХ (Амазонка — Срединно-Океанический хребет) АДВ перетекают в Гвианскую котловину только по одной долинке равнины Нара с глубиной 4620 м. В районе возвышенности Сеара, а также на конусе выносов Амазонки геологических следов перетока АДВ в Гвианскую котловину не обнаружено. В районе возвышенности Рио Гранди АДВ, предположительно, появилась в эоцене. В это время стал образовываться и канал Вима, отделяющий возвышенность Рио Гранди от материка Южной Америки. Потоки АДВ были максимальными во времена, предшествовавшие сильнейшим эпохам оледенения (особенно в изотопные стадии 7/6 и 3/2).

*Атлантический океан, Бразильская котловина, донные осадки, придонные течения, размыв осадков.***BOTTOM SEDIMENTS AND NEAR-BOTTOM CURRENTS IN THE SOUTHWESTERN ATLANTIC****E.M. Emelyanov**

On the basis of the author's data on the composition of sediments and seismic cross sections, together with literature data, the bottom topography was described and the main structural features of the top 10–100 m thick sedimentary sequence in the Southwestern Atlantic (Brazil Basin) were identified. The presence of a heavy northward flow of Antarctic bottom water (AABW) and its active erosive activity were confirmed. The AABW caused the erosion or redeposition of red pelagic clays and hemipelagic clays, which accumulated in the Brazil Basin in the Holocene and Pleistocene; the clays contain abundant redeposited Pleistocene diatoms and Neogene and Paleogene discoasters. In most of the sediment columns of the Brazil Basin, the red pelagic clays are of Pleistocene age. Contourites and sandy microbeds have been found in the sediments at the foot of the continental slope of South America; this is the effect of the Deep Western Boundary Current on the ocean floor. The AABW transfers Antarctic diatom species along the continental slope of South America to 10°–5° S. The presence of the Equatorial Midocean Channel with a relative depth of 149 m in the western pelagic equatorial part of the Atlantic was confirmed, and new channels, such as Vavilov and Akademik Ioffe, have been found. The AABW flows northward along the Equatorial Mid-Ocean Channel. Apparently, the Akademik Ioffe Channel is not a proper mid-ocean channel. At 20° S (at a depth of 5000 m), Pleistocene diatomaceous (*Ethmodiscus rex*) ooze containing up to 74% amorphous SiO₂ was detected. On the Amazon–Mid-Atlantic Ridge profile, the AABW flows into the Guyana Basin through only one valley of the Nara Plain, with a depth of 4620 m. Near the Ceara Rise and on the Amazon Fan, no geologic traces of the AABW flow into the Guyana Basin were found. Near the Rio Grande Rise, the AABW might have appeared in the Eocene. The formation of the Vema Channel, which separates the Rio Grande Rise from South America, also began at that time. The AABW flows were the heaviest before the largest glaciations (particularly at isotopic stages 7/6 and 3/2).

Bottom sediments, near-bottom currents, sediment erosion, Brazil Basin, Atlantic

ВВЕДЕНИЕ

В Мировом океане действует глобальная система течений глубинных и придонных вод, переносящих не только огромные количества солей, водной взвеси и химических элементов, но и выполняющих большую работу по размыву и перераспределению уже отложившихся на дно осадков. Холодные морские воды в приполярных областях земного шара погружаются в котловины океана, и в виде глубинных или придонных течений направляются в сторону экватора (рис. 1, врезка А). В связи с тем, что Северный Ледовитый океан широким «проливом» соединен лишь с Атлантическим океаном, то именно в Норвежско-Гренландском бассейне и происходит формирование очагов зарождения холодных и тяжелых вод в Северном полушарии. В Южном полушарии очаги формирования холодных и тяжелых вод находятся на шельфе и континентальном склоне Антарктиды. В атлантическом секторе Южного океана таким очагом является море Уэдделла. В связи с тем, что холодная антарктическая вода из-за переохлаждения и несколько более высокой солёности является более тяжелой, чем глубинная вода Норвежско-Гренландского бассейна, то она распространяется в сторону экватора в виде сплошного придонного потока. В Атлантическом океане существует несколько глубинных и придонных течений. Наиболее важными являются два: северо-атлантические глубинные воды (САГВ, NADW, гл. ~ 2500—4000 м) и антарктические донные воды (АДВ, гл. 4000 м и глубже) (см. рис. 1, врезка А). Обе эти водные массы в виде сильных течений не только достигают экватора, но и проникают далеко за его пределы [Morozov et al., 2010].

Особенно важную геологическую работу совершают глубинные и придонные течения в Юго-Западной Атлантике. В этой части Мирового океана имеются две котловины, глубина ложа которых находится ниже 4000 м: Аргентинская котловина — на юге (гл. до 5000—6000 м) и Бразильская котловина — на севере (гл. 4500—6000 м) (см. рис. 1). Эти котловины примерно на 30° ю.ш. разделены обширной возвышенностью Риу-Гранди.

Антарктические донные воды из Аргентинской котловины через проливы системы возвышенностей Риу-Гранди проникают в Бразильскую котловину (рис. 2). Они сплошным плащом мощностью примерно в 700—1000 м покрывают дно Бразильской котловины. Поверхность этой водной массы находится на глубине примерно 4000 м. На профиле от Бразилии через возвышенность Риу-Гранди и проход Хантер (профиль Б—РГВ, см. рис. 2) главными воротами для прохождения АДВ в Южной Атлантике являются каналы Вима и Хантер.

В связи с тем, что течения АДВ действуют на протяжении миллионов лет (с момента образования ледовой шапки Антарктиды) и скорости этих течений в отдельных местах и в отдельные этапы времени были очень большими (явно иногда превышали $40\text{--}50\text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$), то возникает вопрос, каков результат взаимодействия АДВ и поверхности дна океана? И наоборот, каково влияние рельефа дна на циркуляцию донных вод в этой части Атлантики? Постараемся ответить на эти вопросы.

Цель данной статьи — описание рельефа дна и осадочной толщи, уточнение особенностей циркуляции придонных вод на изученных профилях по литолого-геоморфологическим данным и выявление литологических индикаторов придонных течений. Основное внимание автора обращено на последствия геологической деятельности АДВ и САГВ на примере профилей Б—РГВ (Бразилия—Риу-Гранди возвышенность), Г—ГХ (Гора—Гора хребта) и А—САХ (Амазонка—Срединно-Атлантический хребет) (см. рис. 1), выявление ареалов систем контуритов.

Изучение процессов седиментации на океанских литосферных плитах вообще [Лисицын, 2001] и в отдельных котловинах океанов в отдельности является первоочередной задачей не только морской геологии, но и геологии земного шара вообще [Емельянов, 1998; Лисицын, 1999, 2004].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для решения поставленных задач послужили как литературные материалы, так и новые оригинальные данные по сейсмопрофилированию при помощи профилографа «Парасаунд» и литологическому строению верхней 100-метровой осадочной толщи. Такие материалы были получены в 8-, 9- и 11-м рейсах НИС «Академик Иоффе» (далее сокращенно экспедиции АИ-8, АИ-9 и АИ-11) и НИС

Врезка А. Схематическое представление о распределении водных масс и генеральная циркуляция вод в Атлантическом океане [Dietrich, Ulrich, 1968; Dietrich et al., 1975; Bleil et al., 1990]. АДВ — антарктическая донная вода; САГВ — северо-атлантическая глубинная вода; СВ — средиземноморская вода; АПВ — антарктическая промежуточная вода; ЦГВ — циркулярная глубинная вода; САПВ — Субарктическая промежуточная вода, ПФ — полярный фронт, СК — субтропическая конвергенция, ОИ — область наших исследований.

САХ — Срединно-Атлантический хребет; Э. к. — Экваториальный срединно-океанический канал (ЭСОК); РГВ — Рио-Гранди возвышенность; Б—ГВ; Б—Б и БК—БК; I—I; Г—ВГ и А—САХ — профили.

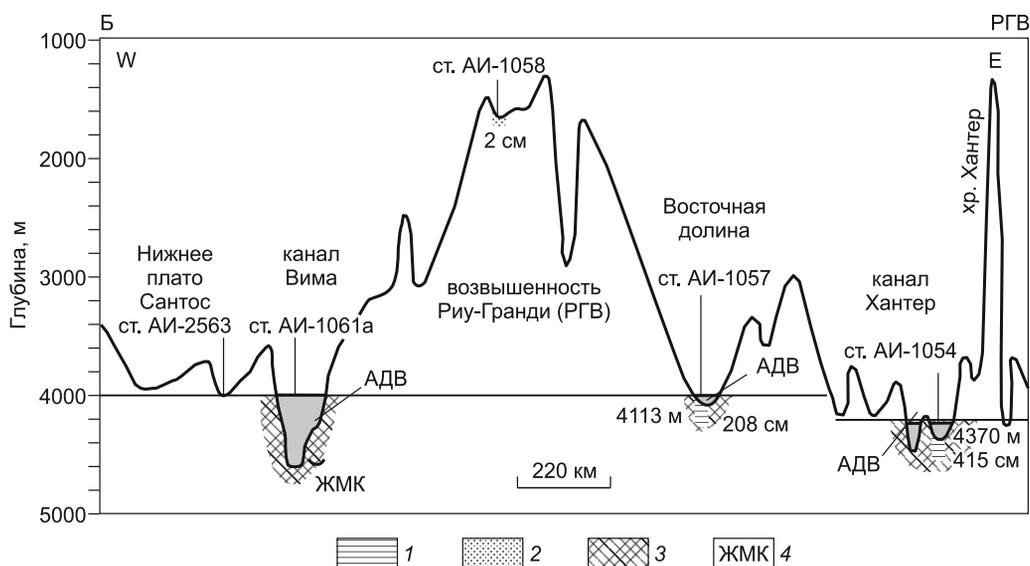


Рис. 2. Схематический субширотный профиль рельефа дна Б—РГВ (примерно по 31°30' ю.ш.) через возвышенность Риу-Гранди (экспедиция АИ-11, X-XI 2002 г.)

АДВ — антарктическая донная вода; 1, 2 — донные осадки: 1 — ил пелитовый, алевропелитовый, 2 — песчано-алевритовый осадок; 3 — твердые породы; 4 — ЖМК — железомарганцевые конкреции и корки.

«Академик Сергей Вавилов» (экспедиция АСВ-18) (2001–2003 г.) (см. рис. 1, табл. 1) [Емельянов, 2009; Morozov et al., 2010]. Кроме того, были использованы ранее полученные материалы в экспедициях АК-5 (НИС «Академик Курчатов»), экспедиций АИ-1, ПЛ-1 (НИС «Петр Лебедев»), ДМ-31 (НИС «Дмитрий Менделеев») и АСВ-18 (см. табл. 1). Эхолотные профили и профили сейсмопрофилирования пересекали наиболее важные, с точки зрения седиментологии, формы рельефа дна и осадочные тела, в которых в той или другой степени находила отражение придонная динамика вод. Это 1) континентальный склон Бразилии; 2) каналы Вима и Хантер; 3) Риу-Гранди возвышенность (см. рис. 1, РГВ); 4) конус выносов Амазонки и прилегающие к нему районы абиссальных равнин Сеара и Нара (профиль А—САХ); 5) так называемые «экваториальные ворота» в экваториальной части Западной Атлантики (профиль Г—ГВ). В дополнение были добавлены ранее опубликованные [Emelyanov, 2005] геофизические и геологические данные: сейсмозаписи профилей «Парасаунд» и длинные колонки осадков¹, отобранные на профилях (см. рис. 1). Были использованы также материалы глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер» (ГЧ), в изучении которых автор принимал активное участие [Emelyanov, Trimonis, 1977; Емельянов и др., 1989]. В колонках осадков были изучены гранулометрический и химический составы, а в колонках профиля БК—БК (Б — Бразильская, К — котловина) (см. рис. 1) — также стратиграфия осадков по данным микропалеонтологического анализа [Свальнов и др., 2007].

Промер глубин выполнялся при помощи эхолота ЭЛАК, изучение осадочной толщи — при помощи параметрического профилографа «Парасаунд» фирмы Krupp Atlas Electronic Bremen HMBH. Измерения велись при мощности до 70 кВт, частоте 18 кГц. Прием отраженных сигналов осуществлялся на частоте 3 кГц. В экспедициях АИ-8 и АСВ-17 работа велась без остановок при скорости судна 10–11 узлов. На профиле Б—РГВ (см. рис. 1) промер и запись профилографа «Парасаунд» прерывались для выполнения гидрофизических и геологических станций, на которых осуществлялась циркуляция судна для выбора подходящего места для станции, поэтому записи «Парасаунд» на станциях не являются непрерывными.

Осадочная толща на ровных участках дна глубоководных котловин акустическим сигналом сейсмопрофилографа «Парасаунд» «просвечивалась» на глубину до 100 м. Наиболее глубоко сигнал проникал в участках с ровным, гладким дном. На некоторых участках записывалось 25–30 отражающих границ. Особенно четкая слоистость характерна для верхних (40–50 м) горизонтов осадочной толщи (записывалось до 16 отражающих границ). Мощность отдельных прослоев около 1–3 м.

Разделяющая Бразильскую и Аргентинскую котловины возвышенность Риу-Гранди отделена от материка Южной Америки каналом Вима глубиной до 4620 м (рис. 3). Материковый склон Южной

¹ Координаты колонок приведены в работе [Емельянов, 2009] и в табл. 1.

Таблица 1. Перечень колонок донных осадков Ю-3 Атлантики, использованных в данной статье

Горизонт (глубина от поверхности дна), см	Код и номер станции. Характеристика осадков
	<i>Экспедиция АК-5, 1969 г.</i>
	АК-400-2, 17°50.9' S, 31°36.0' W, 4670 м
0—11	Ил пелитовый серовато-коричневый жидкий
11—259	Ил пелитовый коричневый, в конце горизонта — плотный
	АК-402-2, 17°55.1' S, 34°09.8' W, 4380 м
0—32	Ил пелитовый коричневый мягкий, с 27 см — светло-коричневый
32—38	Ил мелкоалевритовый белый минеральный сортированный
38—42	Ил алевритово-пелитовый желтовато-белый
42—164	Ил пелитовый светло-коричневый до 67 см, ниже — коричневый плотный
164—184	Алеврит крупный белый «сухой»
184—195	Ил пелитовый светло-коричневый
195—198	Ил мелкоалевритовый желтовато-белый сортированный
198—235	Ил пелитовый светло-коричневый до 210 см, ниже темно-коричневый
325—246	Алеврит крупный белый «сухой» терригенный сортированный
246—254	Ил алевритово-пелитовый светло-коричневый с фораминиферами
254—264	Ил пелитовый темно-коричневый плотный с черными включениями
	АК-403, 17°56.1' S, 35°24.0' W, 4090 м
0—3	Ил алевритово-пелитовый коричневато-серый с фораминиферами
	АК-405-1, 17°52.0' S, 37°09.0' W, 2210 м
0—9	Алеврит крупный серо-коричневый птероподово-фораминиферовый
9—14	Ил мелкоалевритовый светло-коричневый
14—34	Алеврит крупный белый птероподово-фораминиферовый
34—46	Песок голубовато-белый органогенный
36—175	Ил мелкоалевритовый голубовато-белый органогенный
175—180	Песок голубовато-белый. Птероподы, обломки раковин моллюсков
180—195	Алеврит мелкий голубовато-белый органогенный
	АК-414-1, 10°30.5' S, 32°38.0' W, 4480 м
0—265	Ил пелитовый коричневатый, местами обогащен гидротроилитом
	АК-416-1, 10°30.0' S, 33°59.0' W, 4570 м
0—91	Ил пелитовый коричневый слегка обогащен гидротроилитом
91—94	Алеврит крупный коричневый
94—104	Ил пелитовый серовато-коричневый
104—112	Песок коричневый кварцевый с единичными фораминиферами
112—157	Ил пелитовый коричневый
157—160	Алеврит крупный терригенный сортированный зеленовато-серый
160—270	Ил пелитовый серых, коричневатых, голубоватых тонов с прослоями крупного алеврита на 240 см и 268-270 см
	АК-419-1, 10°17.4' S, 35°32.5' W, 2760 м
0—19	Ил мелкоалевритовый светло-коричневатый птероподово-фораминиферовый с кокколитами
19—41	Ил алевритово-пелитовый глинистый пятнистый коричневый с примесью обломков птеропод, фораминифер
41—47	Песок рыжеватого-серый ожелезненный с примесью обломков раковин моллюсков, фораминифер
47—288	Ил пелитовый зеленовато-серый с синеватыми, желтоватыми оттенками. Отмечаются два прослоя: на 106-109 см — алеврит крупный до песка внизу, биогенно-терригенный, на 208-211 см — песок мелкий терригенно-биогенный
	АК-376, 01°36.0' N, 39°52.6' W, 4350 м
0—16	Алеврит крупный серый
16—27	Ил мелкоалевритовый светло-коричневый
27—48	Ил алевритово-пелитовый желтовато-коричневый с фораминиферами
48—54	Ил мелкоалевритовый желтовато-коричневый с фораминиферами
54—70	Ил алевритово-пелитовый

Горизонт (глубина от поверхности дна), см	Код и номер станции. Характеристика осадков
70—133	Ил пелитовый белый плотный карбонатный АК-377, 0°05.5' N, 39°52.0' W, 4200 м
0—41	Ил алевроитово-пелитовый желтовато-серый кокколито-фораминиферовый
41—51	Ил пелитовый темно-коричневый плотный
51—59	Ил алевроитово-пелитовый серый
59—117	Ил пелитовый темно-серый с примесью фораминифер
117—124	Песок мелкозернистый светло-серый
124—140	Ил пелитовый темно-серый
140—143	Песок мелкозернистый зеленовато-серый терригенный
143—152	Ил мелкоалевритовый серый терригенный с фораминиферами АК-378, 0°56.4' S, 40°04.0' W, 3880 м
0—21	Ил мелкоалевритовый светлый кокколито-фораминиферовый
21—37	Ил алевроитово-пелитовый мраморовидный известковый
37—72	Ил пелитовый темно-серый плотный
72—79	Алеврит крупный внизу переходящий в песок темно-серый
79—84	Прослой черного органогенно-растительного материала <i>Экспедиция АИ-1, 1989 г.</i>
0—10	Пелагическая глина коричневая слабоизвестковая
10—167	Пелагическая глина коричневая АИ-44, 13°51.0' S, 23° 01.9' W, 5389 м
0—204	Пелагическая глина темно-коричневая АИ-45, 14°39.3' S, 24°26.6' W, 5700 м
0—224	Пелагическая глина темно-коричневая АИ-46, 15°12.9' S, 25°47.6' W, 5204 м
0—207	Пелагическая глина темно-коричневая АИ-47, 15°59.2' S, 27°34.6' W, 5470 м
0—219	Пелагическая глина темно-коричневая АИ-48, 16°36.9' S, 29°09.6' W, 5031 м
0—250	Пелагическая глина темно-коричневая <i>Экспедиция АИ-11, 2002 г.</i>
0—127	АИ-1054, 34°32.28' S, 27°18.15' W, 4370 м
0—127	Ил пелитовый карбонатный бежевый
127—164	Ил пелитовый коричневат-серый бескарбонатный
164—353	Ил пелитовый карбонатный кремовый, бежевый, с 285 см с серыми полосами и темными мелкими вкраплениями
353—375	Ил пелитовый карбонатный светло-коричневато-серый
375—389	Ил пелитовый карбонатный коричневат-серый однородный
389—410	Ил пелитовый карбонатный пятнистый
410—415	Ил пелитовый полосчатый АИ-1057, 31°48.36' S, 31° 04.74' W, 4113 м
0—189	Ил алевроитово-пелитовый слабокарбонатный бежевый, коричневатый
189—208	Ил пелитовый карбонатный плотный. На 197-199 см — прослой темно-коричневого слабокарбонатного ила <i>Экспедиция АИ-33, 2011 г.</i>
0—53	АИ-2445, 21°38.3' S, 36°40.1' W, 4108 м
0—53	Ил пелитовый желтовато-коричневый нанофораминиферовый
53—57	Алевритовый прослой
57—91	Ил пелитовый-алевритово-пелитовый бескарбонатный
91—109	Песок фораминиферовый желтовато-коричневый

Горизонт (глубина от поверхности дна), см	Код и номер станции. Характеристика осадков
109—149	Ил пелитовый желтовато-коричневый
149—191	Ил алевритово-пелитовый желтовато-коричневый
191—203	Ил пелитовый желтовато-серый
203—220	Ил алевритово-пелитовый серовато-желтовато-коричневый <i>Экспедиция АИ-35, 2011 г.</i> АИ-2563, 28°24.0' S, 43°17.0' W, 3620 м
0—44	Ил алевритово-пелитовый желтовато-коричневый однородный
44—49	Песок мелкозернистый с алевритом и пелитом светло-оливковый
49—485	Ил пелитовый зеленовато-серый однородный <i>Экспедиция ПЛ-1, 1961 г.</i> ПЛ-15, 28°01.2' S, 35°29.1' W, 4440 м
0—51	Ил глинистый светло-коричневый с прослоями фораминиферового песка на 18-20 и 49-51 см
51—190	Ил глинистый шоколадно-коричневый вязкий с прослоем белого песка на 103-106 см
190—250	Ил глинистый бежевый до белого однородный
250—270	Ил алевритовый белый однородный ПЛ-20, 1°30.8' S, 30°22.7' W, 5000 м
0—8	Ил глинистый зеленоватый жидкий однородный
8—66	Ил глинистый светло-коричневый с примесью фораминифер
66—79	Песок минеральный с примесью фораминифер желтовато-бурый до 72 см, ниже — свинцово-серый с растительными остатками
79—89	Ил глинистый с прослоем песка минерального с градационной структурой на 81-83 см
89—113	Ил алевритовый зеленовато-серый с гравием, фораминиферами, растительными остатками
113—123	Ил глинистый темно-серый однородный
123—170	Чередование градационных песчаных и глинистых слоев одного — серого цвета ПЛ-18, 20°55.5' S, 27°56.3' W, 5280 м
0—20	Ил глинистый зеленовато-коричневый мягкий однородный ПЛ-19, 24°12.5' S, 32°19.5' W, 5000 м
0—20	Ил глинистый зеленовато-коричневый однородный вязкий ПЛ-14, 31°00.5' S, 35°57.0' W, 1400 м
3—5	Песок серовато-белый фораминиферовый ПЛ-17а, 15°27.8' S, 21°51.6' W, 5200 м
0—10	Глина красная вязкая с примесью обломков вулканических пород ПЛ-22, 11°20.5' S, 26°34.2' W, 5410 м
0—25	Ил глинистый коричневато-серый однородный пластичный ПЛ-24, 10°14.0' S, 27°57.0' W, 5550 м
0—25	Ил глинистый коричневато-серый однородный пластичный <i>Экспедиция ДМ-31, 1984 г.</i> ДМ-2853, 11°46.8' S, 24°37.2' W, 5850 м
0—390	Глина темно-коричневая вязкая плотная <i>Экспедиция АСВ-18, 2004 г.</i> АСВ-1537, 19°05.5' S, 24°02.9' W, 5000 м
0—309	Глина коричневая пластичная в конце интервала с примесью диатомей
309—470	Слоистые этмодискусовые илы зеленовато-серые АСВ-1538, 15°52.9' S, 24°04.6' W, 5200 м
0—128	Глина темно-коричневая плотная вязкая с Fe-Mn микроконкрециями АСВ-1539, 12°41.1' S, 24°02.1' W, 5100 м
0—333	Глина коричневая мягкая, постепенно переходящая в темно-коричневую плотную вязкую АСВ-1540, 9°22.4' S, 24°02.1' W, 5500 м
0—170	Глина темно-коричневая мягкая до 95 см, ниже — более плотная
170—198	Глина серовато-желтая с линзами черного цвета

Горизонт (глубина от поверхности дна), см	Код и номер станции. Характеристика осадков
198—218	Глина темно-коричневая
218—417	Глина серо-желтая комковатая
417—510	Глины слоистые серо-желтые, ярко-желтые, светло-серые, буроватые. Толщина прослоев разного цвета 3-10 см
	АСВ-1541, 6°10.8' S, 24°01.1' W, 5800 м
0—124	Глина коричневая липкая вязкая с вкрапленностью микроконкреций и крупными (1-5 см в поперечнике) ЖМК на поверхности и внутри колонки (до 99 см)
	АСВ-1542, 2°59.1' S, 24°01.2' W, 5500 м
0—15	Глина темная коричневато-серая мягкая
15—62	Глина серая биотурбированная. Примесь фораминифер
62—220	Глина бежевая с серыми прослойками
220—258	Глина серая с темными прослоями
258—288	Глина бежевая с темными прослоями на 271-274, 280-288 см
288—297	Глина кремовая с бледно-розовым оттенком
297—391	Глина светло-бежевая с темно-серыми прослоями
391—436	Глина бежево-розовая с серыми прослоями
436—478	Глина бежевая однородная
	АСВ-1543, 0°09.7' S, 23°58.1' W, 3500 м
0—10	Глинисто-карбонатный осадок, сложенный фораминиферами и кокколитами, с примесью глинистого материала

Америку на широте возвышенности Риу-Гранди выдвинут в океан. Эта (нижняя) часть склона называется Нижнее плато Сантос. Здесь отобрана колонка АИ-2563, а в самом канале Вима выполнена станция АИ-1061а (см. рис. 2). С восточной стороны возвышенность Риу-Гранди ограничена сложной системой пролива Хантер с глубинами 5200—4500 м (рис. 4). Здесь выполнены станции АИ-1054 и АИ-1057 (см. рис. 2).

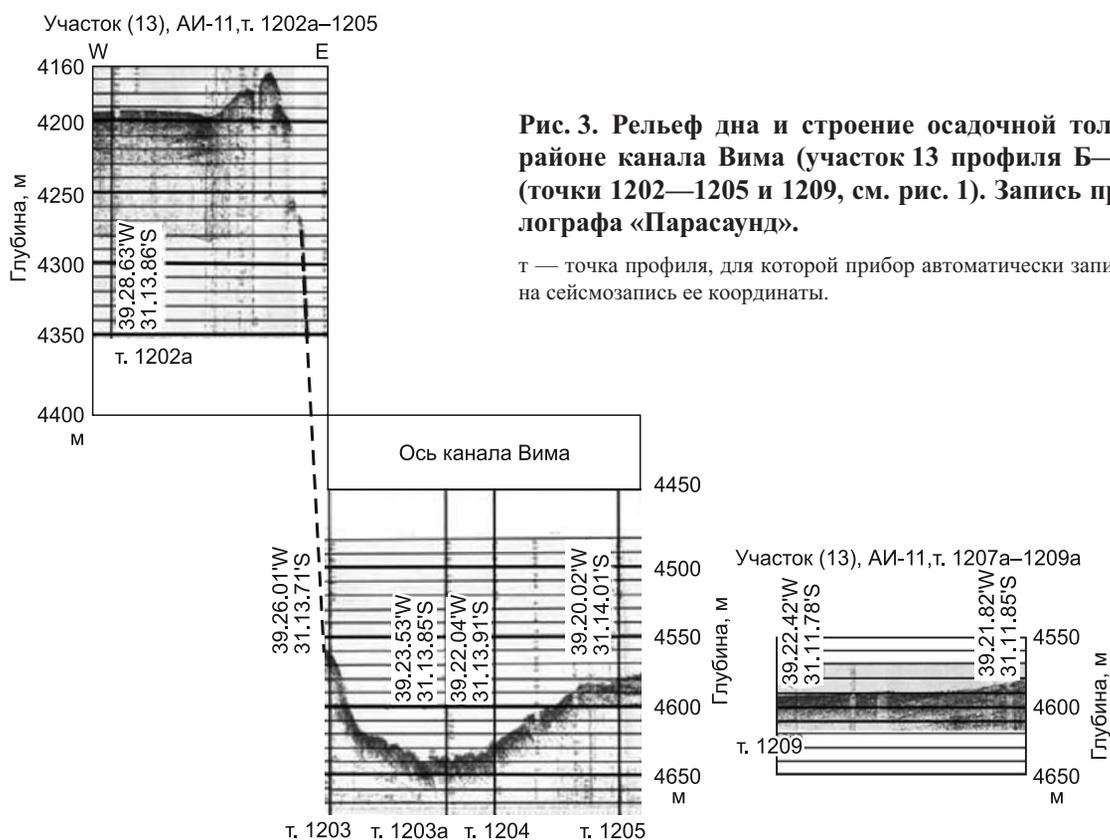
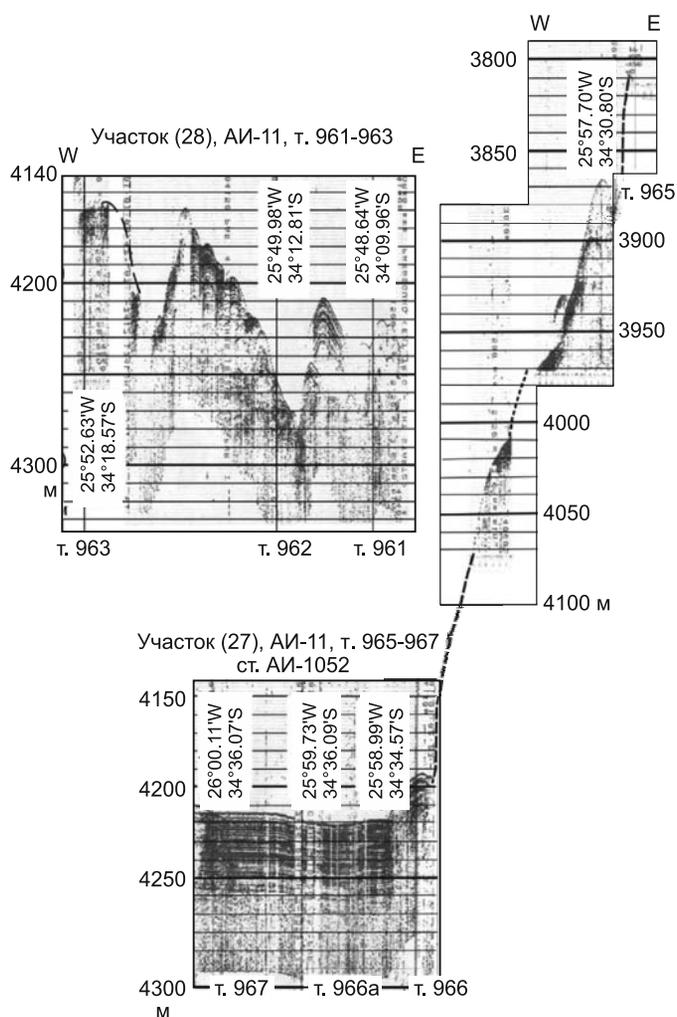


Рис. 4. Рельеф дна и строение осадочной толщи в участках 27 и 28 профиля Б—РГВ (район канала Хантер).

Видны холмы (участок 28) и склон горы (участок 27). Во впадине у подножия горы (гл. 4200—4220 м) имеется осадочная слоистая толща мощностью 40—50 м. На склоне горы осадков нет. Во впадинке выполнены станции АИ-1052 и АИ-1054 (эта станция находится в координатах 34°32.28' ю.ш. и 27°18.15' з.д. (гл. 4370 м), т.е. несколько правее впадинки, показанной на рисунке) (см. табл. 1). т — точка, для которой автоматически записаны координаты.

Рельеф дна ложа Бразильской котловины (на глубинах > 4000 м) осложнен небольшими долинами широтного простирания с глубинами до 5500—6000 м. Эти долины являются продолжением трансформных разломов, рассекающих Срединно-Атлантический хребет (САХ) перпендикулярно к его простиранию. В самой Бразильской котловине имеются отдельные горы. Цепь гор на широте примерно 20—21° ю.ш. простирается от шельфа Южной Америки (банка Виктория) на восток, до глубины 4500 м (до меридиана 31° з.д., где расположен маленький остров Тринидади). Здесь отображена колонка осадков АИ-2445 (см. рис. 1).

На севере, в зоне 2° ю.ш. — экватор, Бразильская котловина переходит в Гвианскую котловину с глубинами 4500—5000 м. Разделяющая эти две котловины часть дна несколько приподнята и имеет глубины 4000—4400 м.



ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Осадочная толща скважинами глубоководного бурения в Юго-Западной Атлантике была вскрыта вплоть до кристаллического фундамента [Тримонис, 1995, с. 216]. В Аргентинской и Бразильской котловинах и под возвышенностью Риу-Гранди залегают меловые породы. В палеогене и неогене в Аргентинской котловине накапливались кремнисто-глинистые илы, а в Бразильской — пелагические илы (или пелагические глины). В северной части Бразильской котловины (скв. 24) в кайнозой накапливались терригенные толщи гемипелагических илов, в которых значительную часть занимают терригенные турбидиты. На возвышенности Риу-Гранди начиная с раннего мела и до голоцена накапливались биогенные карбонатные осадки [Emelyanov, Trimonis, 1989].

В верхнем слое (0—5 м) осадочной толщи на возвышенности Риу-Гранди распространены известковые алевритовые (фораминиферовые) осадки с содержанием CaCO₃ от 50 до 80 %. Такие же осадки вскрыты и колонкой на станции АИ-1057². У подножия этой возвышенности, а также на материковом склоне Южной Америки распространены смешанные терригенно-фораминиферовые (или фораминиферово-терригенные) илы с содержанием 30—50 % CaCO₃. Колонка, отобранная в канале Хантер на станции АИ-1054 (гл. 4370 м), состоит из терригенных слабоизвестковых (10—30 % CaCO₃) и известковых (30—50 % CaCO₃) алевритово-пелитовых илов (табл. 2). Карбонатная составляющая илов представлена кокколитами и фораминиферами. Илы в данной колонке слоистые или слабослоистые, что свидетельствует об изменении обстановок седиментации. Окраска илов светло-серая, бежевая или серовато-коричневая. Содержание CaCO₃ колеблется в пределах 10—50 %. Илы пятнистые, в них имеются горизон-

² Фактические данные по гранулометрическому составу и содержанию химических компонентов и элементов для цитируемых в настоящей статье колонок приведены в работе [Емельянов, 2009].

Таблица 2.

**Литологическое описание геологических проб, поднятых в рейсе 11 НИС
«Академик Иоффе» на профиле Б—РГВ**

Горизонт, см	Литологическое описание
	Ст. АИ-1054, гл. 4370 м, 34°32.95' S, 271°18.10' W.
0—10	Ил терригенный, слабоизвестковый, пелитовый, светло-бежевый Мягкий, слабомарганцовистый (0.21 % Mn)
10—20	Ил смешанный известково-терригенный (нанофораминиферовый), светло-бежевый (33-39 % CaCO ₃)
20—93	Ил терригенный, слабоизвестковый (20-29 % CaCO ₃), с кокколитами и фораминиферами, полосчатый (светло-бежевый, серый), слабомарганцовистый (0.26-0.85 % Mn)
93—127	Ил известково-терригенный (36-39 % CaCO ₃), светло-серый (нанофораминиферовый), полосчатый. В слое 100-102 см — 0.31 % C _{орг}
127—164	Ил терригенный, слабоизвестковый (11-22 % CaCO ₃), пелитовый, полосчатый (коричнево-серый)
164—232	Ил терригенный, слабоизвестковый, пелитовый, с двумя прослоями известково-терригенного ила. Полосчатый, слабомарганцовистый (0.20-0.27 Mn).
232—332	Ил смешанный, известково-терригенный (нанофораминиферовый) (34-44 % CaCO ₃), пелитовый, полосчатый (светло-серый, коричневатого-серый). Прослои 300-332 см — слабомарганцовистый (0.26-0.89 % Mn)
332—353	Ил терригенный, слабоизвестковый (12-22 % CaCO ₃), светло-серый, пятнистый
353—402	Ил терригенный (4-8 % CaCO ₃), полосчатый (коричневатого-серый, серо-терригенный), слой 360-372 см — слабомарганцовистый (0.27-0.60 % Mn). В слое 360-402 (103-120) · 10 ⁻⁴ % Cu)
402—415	Ил терригенный, слабоизвестковый (24 % CaCO ₃), серо-коричневый, полосчатый, слабомарганцовистый (0.25 % Mn)
	Ст. АИ-1057, гл. 4113 м, ТБД 31°48.36' S, 31°04.74' W.
0—12	Ил фораминиферовый, алевроитово-пелитовый, темно-бежевый, пятнистый. Гор. 0-5 см: 79.60 % CaCO ₃ , 0.46 % C _{орг}
12—18	То же, светло-коричневый, пятнистый
18—38	То же, бежево-серый
38—49	То же, переслаивание бежевых, коричневатых и белесых слоев
49—62	То же, мозаично-пятнистый, граница четкая. Гор. 50-52 см, 66.40 % CaCO ₃ , 0.43 % C _{орг} .
62—78	Аналог горизонта 18-38 см. Гор. 62-64 см, 71.63 % CaCO ₃ , 0.39 % C _{орг} .
78—83	То же, чередование полос бежевого и коричневого цветов.
83—88	То же, полосчатый, бежевый. Гор. 82-84 см, 78.24 % CaCO ₃ , 0.39 % C _{орг}
88—184	Этот же ил, но полужидкий, текучий, светло-бежевый однородный. Гор. 88-90 см, 83.00 % CaCO ₃ , 0.41 % C _{орг} . Гор. 150-152 см, 84.15 %, CaCO ₃ , 0.43 % C _{орг} . Гор. 184-186 см, 78.24 % CaCO ₃ , 0.38 % C _{орг}
184—189	Ил фораминиферовый, алевроитово-пелитовый, светло-бежевый.
189—197	То же, светлый, плотный. Гор. 188-190 см, 85.06 % CaCO ₃ , 0.41 % C _{орг} .
197—199	То же, темно-коричневый.
199—208	То же, ил плотный, аналог горизонта 189-197 см. Гор. 206-220 см, 8.24 % CaCO ₃ , 0.27 % C _{орг} .
	Ст. АИ-1058, гл. 1626 м, ДЧ 31°34.93' S, 34°58.77' W.
0—2	Карбонатный биогенный осадок сложного гранулометрического состава, светло-серого цвета. Песчаные и алевроитовые фракции представлены раковинками фораминифер и обломками птеропод. Тонкие фракции (< 0.005 мм) представлены кокколитами и карбонатными агрегатами.
	Ст. АИ-1061А, гл. 4580 м, 31°12.07' S, 39°21.17' W.
1—5	ДЧ. Твердое дно. Рыхлых осадков нет, имеется почковидные Fe-Mn конкреции (1-5 мм), 5 штук.
	Ст. АИ-1061А, гл. 4592 м, ТБД 31°11.78' S, 39°22.42' W.
Верх	Твердое дно. Осадков нет, имеются рыхловатые пористые ЖМК размером до 8 мм (4 штуки)

Примечание. Ст. — станция, ДЧ — дочерпатель, ТБД — геологическая трубка большого диаметра. ЖМК — железомарганцевые конкреции.

талльные темные полосы (прослой) толщиной в несколько миллиметров, обогащенные марганцевыми микроконкрециями. Содержание марганца в разных пробах находится в пределах 0.05—0.89 %.

В Бразильской котловине на глубинах более 4000 м на поверхности дна (слой 0—5 см) распространены пелитовые илы³ (в основном красные глубоководные глины). Их бескарбонатные (< 10 % CaCO₃) разновидности описаны на глубинах от 4194 м до 5662 м. Они покрывают площадь 4024 тыс. км² [Емельянов и др., 1975], т.е. примерно половину площади Бразильской котловины, занятой красными глинами [Лисицын и др., 1969]. На глубинах 3130—5049 м развиты терригенные слабоизвестковые (10—30 % CaCO₃) илы (глины). Известковые (30—50 % CaCO₃) и сильноизвестковые (> 50 % CaCO₃) кокколито-фораминиферовые илы покрывают либо холмы в абиссальной части Бразильской котловины, либо приурочены к нижним частям фланга Срединно-Атлантического хребта (гл. от 2899 до 5000 м).

Такое распределение осадков говорит о том, что критическая глубина карбонатонакопления (КГК) в этой области океана находится ниже, 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 Срединно-Атлантического хребта (4500—4800 м). Отдельные пробы илов с содержанием до 50 % CaCO₃ здесь встречены на глубинах 4900—5200 м [Лисицын и др., 1977].

Красные глубоководные глины (КГГ) (иногда их называют также пелагическими или миопелагическими глинами) имеют различную окраску: наряду с резко выраженной коричневой окраской встречаются прослой илов с зеленоватым оттенком или темно-серые прослой с черными пятнами [Емельянов и др., 1975].

Характерен гранулометрический состав бескарбонатных пелагических илов Бразильской котловины: почти постоянное превышение содержаний среднелитовой фракции (0.005—0.001 мм) над субколлоидной (< 0.001 мм). Расположение максимума гистограмм во фракции 0.005—0.001 мм отличает их от аналогичных пелагических илов остальных котловин Атлантического океана: в пелагических глинах (пелитовых илах) Северо-Американской, Гвианской, Гвинейской и, видимо, северной части Ангольской котловины, куда поступает тончайшая часть терригенных выносов рек Амазонка, Нигер, Конго и других крупных рек, субколлоидной фракции (< 0.001 мм) обычно в 1.5—2 раза больше [Емельянов и др., 1975], чем в Бразильской котловине, куда эти выносы не попадают или попадают лишь частично.

В КГГ, залегающих на глубинах 5000—5550 м, обломочная крупноалевритовая часть представлена в основном кварцем (23—54 % от легкой подфракции 0.1—0.05 мм без учета биогенного материала) и полевыми шпатами (3—4 %); в тяжелой подфракции — лимонитом-гематитом (3—33 %), рудными черными минералами (0—19 %), моноклинными пироксенами (0—33 %), роговой обманкой (0—9 %), эпидотом-цоизитом (0—4 %), биотитом (0—18 %), цирконом (0—2 %) и гранатами (0—3 %). Глинистая фракция (< 0.001 мм) представлена иллитом (40—60 %), монтмориллонитом (10—40 %), каолинитом (10—40 %), гиббситом и хлоритом [Емельянов и др., 1975; Емельянов, 1982].

Литологический разрез БК—БК, пересекающий центральную часть Бразильской котловины с юга на север (см. рис. 1, 5), представлен плиоцен-голоценовыми осадками [Свальнов и др., 2007]. На станции АИ-1535 залегают плейстоцен-голоценовые осадки, соответствующие пяти четвертичным нанопланктонным зонам. По всей колонке встречены переотложенные палеоген-плиоценовые дискоастеры, цератолиты и другие остатки организмов.

На станции АИ-1536 вскрыты КГГ [Емельянов и др., 1975] или миопелагические глины [Емельянов, 2009]. Содержания в них CaCO₃ и C_{орг} — минимальны (0.09—0.91 % и 0.03—0.33 % соответственно). На поверхности глин обнаружена крупная железомарганцевая конкреция (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 станции АИ-1537 колонка на гор. 0—247 см представлена пелитовыми КГГ светло-коричневой окраски (0.09—1.25 % CaCO₃ и 0.05—0.28 C_{орг}). Ниже (гор. 247—309 см) залегают коричневые КГГ с тонкослоистыми прослойками диатомовых (этмодискусовых) илов (0.05—0.54 % CaCO₃, 0.06—0.21 % C_{орг}) [Емельянов, 2009]. Толщина слоев 3—10 мм, цвет — от зеленовато-серого до темно-серого. Среди кремнистого материала, который составляет 61.0—74.0 % от валовой пробы ила, преобладают обломки створок диатомей *Ethmodiscus* sp. Слой 309—407 см (и очевидно, глубже, так как этот слой трубкой не пробит) целиком представлен этмодискусовыми илами с содержанием до 74 % SiO_{2ам}. Ранее этмодискусовые илы были описаны в колонках, расположенных ближе к экватору [Gardner, Burckle, 1975], либо даже севернее экватора [Емельянов, Кругликова, 1990].

В южной части экваториальной зоны Атлантики диатомовые (не этмодискусовые) илы были обнаружены преимущественно в Ангольской котловине [Емельянов, 1977]. Здесь их накопление было

³ При характеристике осадков нами используется классификация Института океанологии РАН [Емельянов и др., 1975]. Мягкие и вязкие илы называются «глинами».

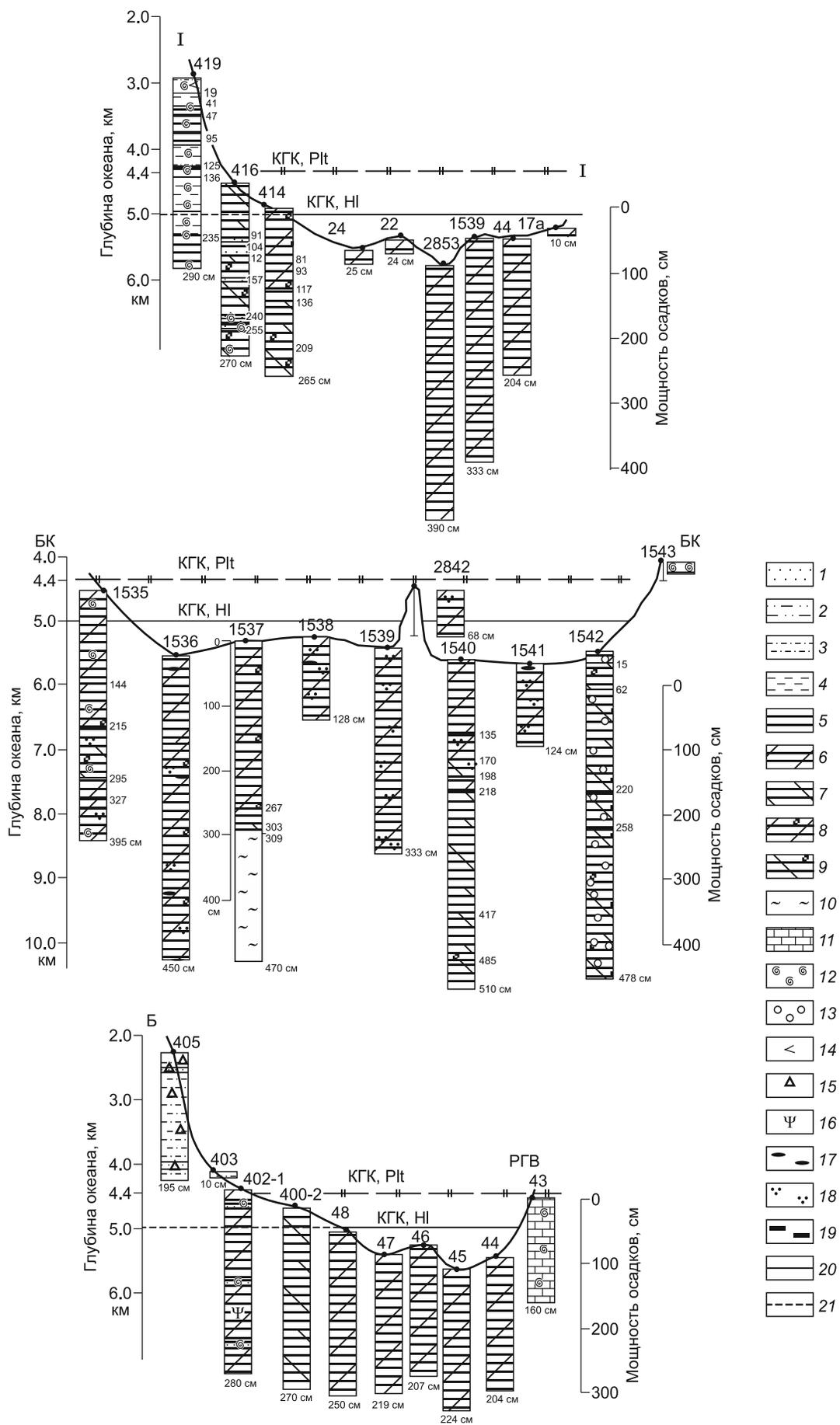


Рис. 5. Рельеф дна схематических профилей Б—РГВ; БК—БК и I—I в центральной части Бразильской котловины и литологический состав колонок [Емельянов, 2009].

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

1—5 — гранулометрические типы донных осадков; 1 — пески, 2 — крупные алевриты, 3 — илы мелкоалевритовые, 4 — илы алевритово-пелитовые, 5 — илы пелитовые (глинистые) или пелагические глины; 6—9 — типы пелагических глин: 6 — красная глубоководная глина (КГГ), коричневая (шоколадная или красноватая); 7 — миопелагическая КГГ осветленная, желтая (бежевая или 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 % CaCO₃); 12—16 — примеси в илах (глинах): 12 — фораминиферы; 13 — диатомовые водоросли; 14 — птероподы; 15 — обломки раковин; 16 — растительные остатки; 17 — железомарганцевые микроконкреции (ЖМК); 18 — скопления железомарганцевых микроконкреций; 19 — прослойки и стяжения гидроксидов; 20 — граница четкая; 21 — граница постепенная.

обусловлено поступлением створок диатомовых водорослей из зоны Намибийского апвеллинга. Не исключено, что остатки диатомовых водорослей (*Ethmodiscus rex*) в колонке АСВ-537 также были принесены из зоны данного апвеллинга (?) [Емельянов и др., 1989]. Образование этих кремнистых илов могло произойти в результате эпизодически бурного развития этмодискусов (в основном в зоне апвеллингов) у берегов Африки в гляциальные стадии [Емельянов и др., 1989] и последующим переносом их створок и обломочков в пелагические области экваториальной зоны океана. По пути они, очевидно, многократно переотлагались. Этмодискусовые илы в колонке АСВ-1537, предположительно, являются позднплейстоценовыми. Микрослоистость и тонкая слоистость данных илов обусловлены, очевидно, резкой и частой сменой физико-химической обстановки среды. Активное накопление диатомовых илов в северной экваториальной гумидной климатической зоне Атлантического океана началось в сеномане [Емельянов и др., 1989], но наиболее интенсивная седиментация диатомовых илов началась в эоцене. Эти илы в то время накапливались не только в высоких, но и в умеренных, и низких широтах.

В Южной Атлантике заметная примесь биогенного кремнистого материала была обнаружена в осадках нижнего неогена [Тримонис, 1995, рис. 77] в районе скв. ГЧ-515 в южной части Бразильской котловины. В мазках кремнистые частицы составляют 10—20 % частиц. Однако, по данным химического анализа, в содовых вытяжках содержание SiO_{2ам} обычно не превышало 10 % [Emelyanov, Trimonis, 1977]. Причем кремнистые частицы не являются обломочками панцирей вида *Ethmodiscus rex*. Это частицы других видов диатомовых водорослей, а также радиолярий. Напомним, что остатки диатомовых водорослей в Бразильскую котловину заносятся также из антарктической кремнистой зоны, но в небольших количествах (см. рис. 1). В миоцене они могли поступать и в район скв. DSDP-515, но, очевидно, не в район станции АСВ-1547(?).

Колонка АСВ-1538 представлена красными глубоководными глинами с содержанием 0.07—0.32 % CaCO₃ и 0.07—0.14 C_{орг}. В глине на уровне 45 см (от поверхности дна) имеются ЖМК размером около 2 см, а также многочисленные Fe-Mn микроконкреции, цеолиты, кости рыб.

Тот же состав характерен и для колонки АСВ-1539 (0.16—0.84 % CaCO₃, 0.05—0.35 % C_{орг}). Имеются обломочки радиолярий, спикул губок и костей рыб.

Колонка АСВ-1540 в слое 0—160 см представлена темно-коричневыми КГГ (0.16—1.00 % CaCO₃, 0.08—0.35 % C_{орг}), с линзочками серовато-желтых глин (ниже 135—160 см поверхности дна). Слой 160—198 см ниже поверхности дна представлен серовато-желтыми КГГ (0.32—0.69 % CaCO₃, 0.08—0.14 % C_{орг}) с линзочками темно-коричневых глин. Контакт на 198—218 см ниже поверхности дна резкий, неровный (поверхность размыва?). В слое 218—260 см ниже поверхности дна — желтоватые красные глубоководные глины (0.57—7.06 % CaCO₃, 0.15—0.16 % C_{орг}). Ниже (260—510 см) — желтовато-серые, бежевые и желтые глины, слабоизвестковые (17.59—26.49 % CaCO₃, 0.12—0.40 % C_{орг}). В слое 418—450 см ниже поверхности дна имеются серые и темно-серые слойки глин толщиной 1—3 см, обогащенные гидроксидами железа.

В красных глинах колонки АСВ-1540 преобладают переотложенные виды кокколитов (*Discoaster brouweri*, *D. tamesis*, *D. pentaradialis*). Особенно их много на горизонтах 260 и 470 см (ниже поверхности дна). Имеются также миоценовые виды *Discoaster quinqueramus* Gart, *D. rugleri* Hay и др. Все это свидетельствует об интенсивном переотложении осадков, что вызвано переносом турбулентными потоками взмученного осадочного материала с близлежащих холмов и гор, вершины которых превышали уровень КГГ (преимущественно в ледниковые эпохи) в Бразильской котловине. Глины ст. АСВ-1540 отнесены к нижней части верхнего плейстоцена [Свальнов и др., 2007].

Колонка АСВ-1541 сложена КГГ коричневого цвета (0.05—0.25 % CaCO₃, 0.05—0.13 % C_{орг}). На поверхности глины распространены крупные ЖМК, а в толще глин — многочисленные мелкие ЖМК. В глине имеются зерна филлипсита, фрагменты костей рыб, радиолярии, спикулы губок.

Колонка АСВ-1542 в слое 0—15 см представлена темными коричневато-серыми кремнисто-глинистыми илами (1.00—1.57 % CaCO_3 , 0.46—0.50 % $\text{C}_{\text{орг}}$), а в слое 15—478 см ниже поверхности дна — пестроцветными КГГ, с многочисленными радиоляриями и диатомеями (0.16—6.40 % CaCO_3 , 0.19—0.55 % $\text{C}_{\text{орг}}$). По более новым (нашим) данным, в слое 55—65 см ниже поверхности дна содержание CaCO_3 превышает 10 % и достигает 11.85 %. В слое 15—478 см ниже поверхности дна содержится 20—23 % (от валового состава глин) диатомей и до 25 % радиолярий. Диатомовые водоросли (более 50 видов) представлены *Azpeqitia nodulifer*, *Rhizosolenia alata*, *Rh. styliformis*, *Hemidiscus cuneiformis* и др. В слое 30—80 см ниже поверхности дна глины являются слабоизвестковыми (16.19—30.89 % 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 являются плейстоценовыми (зона *Pseudoeunotia doliolus*). Они предположительно накопились в последние 700 тыс. лет [Свальнов и др., 2007].

Колонкой АСВ-1543 вскрыт лишь слой 0—10 см. Это — сильноизвестковые кокколито-фораминиферовые илы (67.03 % CaCO_3 , 0.16 % $\text{C}_{\text{орг}}$) светло-серого цвета.

Состав КГГ колонок разрезов I—I и Б—РГХ (см. рис. 5) примерно такой же, как и колонок разреза БК—БК. Исключение составляют лишь этмодискусовые илы, которые в колонках упомянутых разрезов обнаружены не были.

На разрезе I—I колонкой АК-414 (гл. океана 4880 м) вскрыт (на гл. 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 CaCO_3 0.00—0.23 % (в слое 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 КГГ [Емельянов и др., 1975; Емельянов, 1982].

Ближе всего к сейсмоакустическому профилю, выполненному нами в экспедиции АИ-8 (см. рис. 1), находится станция АК-416. Колонка (длиной 270 см) на этой станции отобрана на глубине 4570 м, т.е. ниже уровня современной критической для CaCO_3 глубины. Колонкой вскрыты плотные коричневые КГГ (слой 0—104 см), залегающие на серо-желтых и серых, очевидно, гемипелагических позднеплейстоценовых глинах. Обе разновидности глин бескарбонатны (< 10 % CaCO_3). Серо-желтые глины переслаиваются с четко выраженными прослоями и линзами терригенных песков и крупных алевритов. Эти прослои находятся на глубинах 91—94; 104—112; 157—160; 240—241; 268—270 см от поверхности дна (см. рис. 5). Особенно грубые и хорошо отсортированные пески залегают на глубине 104—112 см от поверхности дна.

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

Литология описанных трех колонок (см. рис. 5) позволяет заключить, что в Бразильской котловине именно в районе колонки АК-416 проходит мощная струя АДВ, так называемое «глубинное западное придонное течение» (ГЗПТ) (DWBC), которое сильно воздействует на дно. Песчаные и алевритовые прослои являются контуритами. Они свидетельствуют о переносе песчано-алевритового материала вдоль подножия материкового склона. Со стороны материкового склона Бразилии грубозернистый материал в виде турбидных потоков поступал очень редко, о чем свидетельствует наличие в колонке АК-419 всего лишь одного грубого прослоя на глубине 41—47 см от поверхности дна. Глубже в колонке прослои песков отсутствуют. Можно предположить, что верхний слой КГГ 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 от поверхности дна) в колонке АК-416 накопились в висконсине, когда течение АДВ было значительно сильнее, чем в голоцене.

На разрезе Б—РГВ колонки, отобранные с глубин 4.5 км (см. рис. 5), представлены коричневыми и красно-коричневыми КГГ. На более мелководных станциях (АК-402, гл. 4380 м) КГГ переслаиваются с более крупнозернистыми (алевритовыми) прослоями терригенно-фораминиферовых илов (очевидно, контуритов⁴). Мощность прослоев КГГ здесь составляет 30—80 см.

На подножии материкового склона (станции 405, 403 и 402-1) залегают терригенные крупные алевриты с многочисленными обломочками раковинного материала, с тонкими прослоями песков (контуритов или турбидитов).

⁴ Контуритами называются осадки, отложенные (или переотложенные) под действием придонных течений. Аккумулятивные тела контуритов часто называются дрефтами. Дрифты чаще всего образуются под действием потоков придонной воды, движущейся на протяжении многих сотен (тысяч) лет вдоль склона. Также придонные течения, способные формировать контуриты, приведены в работах [Stow et al., 1996; Sivkov et al., 2002]. В области Юго-Западной Атлантики, которая рассматривается в настоящей статье, контуриты рассмотрены в диссертации Б.Г. Борисова [Борисов, 2013], см. также [Борисов и др., 2013].

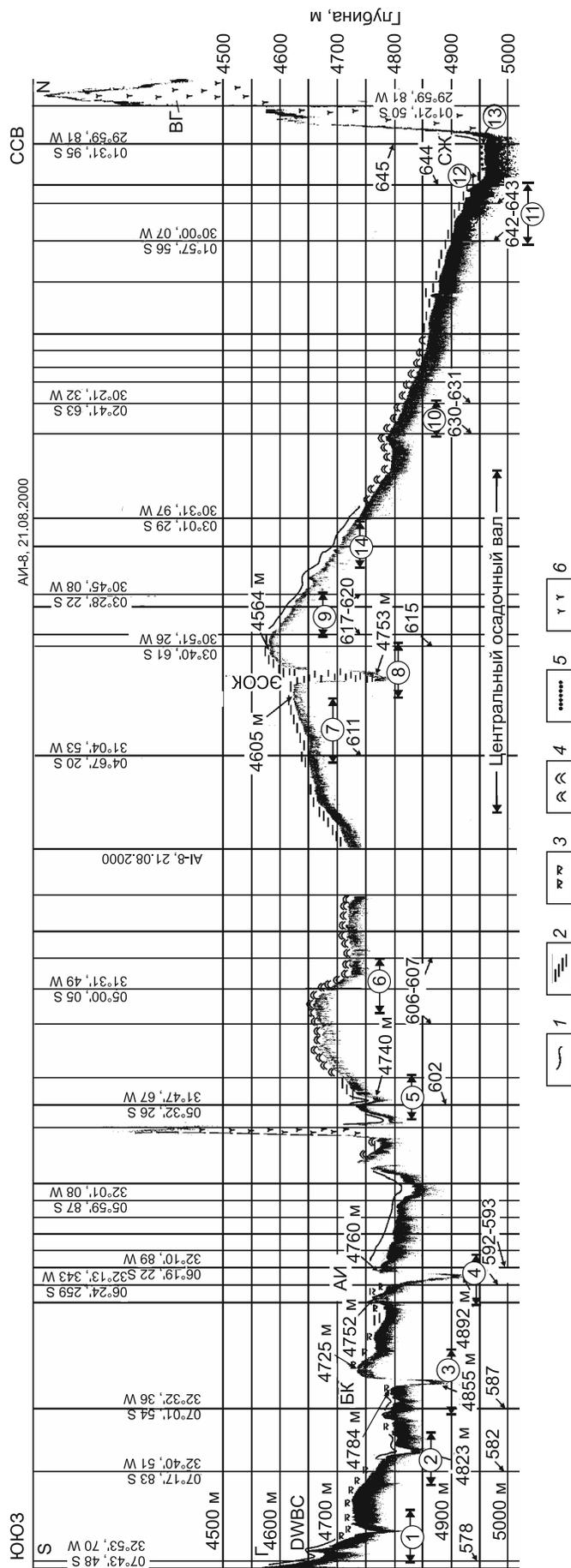


Рис. 6. Рельеф дна по субмеридиональному профилю Г—ВГ в западной части Экваториальной Атлантики.

Г — гора; ВГ — вулканическая гора; ЭСОК — Экваториальный срединный океанический канал; АИ — канал Атлантики; БК — Бразильский канал; СЖ — Северный желоб. 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 [Емельянов, 2005].

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.

Со стороны САХ на профиле Б—РГВ (см. рис. 5) находится станция АИ-1543 (на профиле эта колонка для краткости обозначена номером 43). Здесь отобрана колонка с глубин 4534 м и представлена фораминиферовыми алевритово-пелитовыми илами.

В связи с тем, что эти известковые осадки могли накопиться только выше КГК, следует предположить, что они являются голоценовыми.

Колонка ПЛ-20 (гл. 5000 м) отобрана в восточной части Северного желоба СЖ в 23 милях западнее точки 644 профиля Г—ГХ, идущего на ССВ между меридианами 34° и 30° з.д. (рис. 6). 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 — терригенных песчаных турбидитов. К сожалению, выполненный нами сейсмопрофиль проходит на расстоянии более 30 км от места отбора колонки ПЛ-20, и наличие турбидитов на сейсмозаписях увидеть не удалось.

В колонках, отобранных во многих местах конуса выносов Амазонки [Damuth., Kumar, 1975], примерно 30—65 см верхней части осадочной толщи сложены пелагическим фораминиферовым илом светло-коричневого и рыжевато-коричневого цветов. Эти осадки содержат много *Globorotalia menardii* и накопились в голоцене. Нижняя граница, четко выделенная в колонках в виде тонкой (менее 10 см) обогащенной железом корки, отделяет залегающие ниже темно-серые и оливково-серые глины с прослоями терригенных алевритов и песков. Эти осадки не содержат *G. menardii*. Пользуясь количествен-

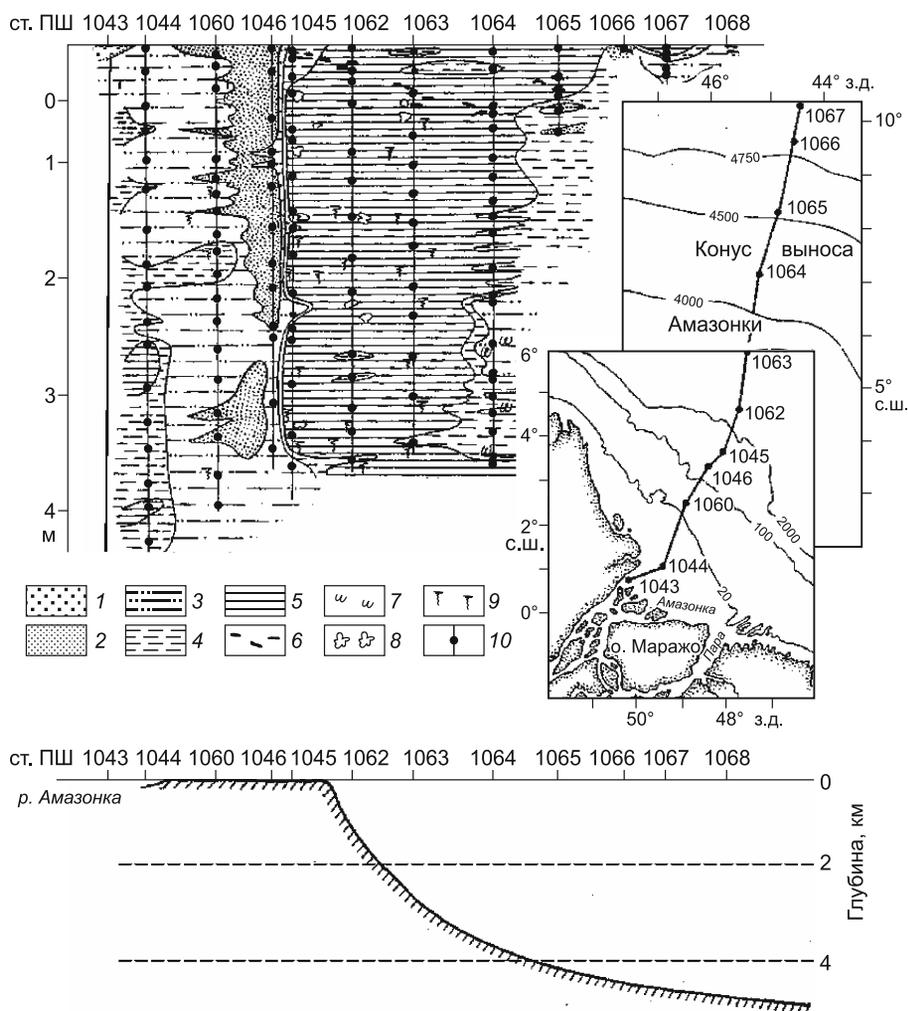


Рис. 7. Распределение гранулометрических типов верхнечетвертичных донных осадков на профиле через конус выносов Амазонки [Тримонис, 1995].

1 — терригенный мелкозернистый песок; 2 — крупные алевриты; 3 — мелкоалевритовый ил; 4 — алевритово-пелитовый ил; 5 — пелитовый ил; 6 — корки и полууплотненные прослои бурой глины; 7 — растительные остатки; 8 — пятнистые осадки (крупная и мраморовидная пятнистость); 9 — мелкая и точечная пятнистость; 10 — изученные интервалы.

ными изменениями этой формы, согласно Д. Эриксону [Ericson, 1961], можно выделить следующие зоны: 1) зона Z, содержащая много *G. menardii*, соответствует голоцену (0—11 тыс. лет); 2) зона Y, не содержащая указанных фораминифер, приблизительно эквивалентна ледниковому периоду (11—75 тыс. лет); 3) зона X, содержащая *G. menardii* в большом количестве, отвечает интервалу 75—125 тыс. лет. Полученные колонки в конусе выносов Амазонки прошли только зону Z и часть зоны Y.

Ведущий вид фораминифер *Pulleniatina obliquiloculata* в осадках моложе 40 тыс. лет назад в осадках конуса Амазонки не отмечен.

Скорости осадконакопления в плейстоцене изменялись в зависимости от климата и уровня океана. В эпохи оледенений, когда выносы рек [Емельянов, Тримонис, 1977] достигали внешнего края шельфа и попадали непосредственно в котловины океана, скорости седиментации были максимальными: в голоцене — 30—50 мм/тыс. лет, в ледниковые эпохи — 150—370 мм/тыс. лет.

Колонки, отобранные нами на конусе выносов Амазонки в пределах континентального склона (рис. 7), вскрыли верхнюю часть разреза четвертичных осадков. В русле подводного каньона на глубине 500 м колонка 1046 (длина 365 см) представлена терригенным слабоизвестковым мелкоалевритовым илом серо-коричневого (0—7 см) и серого (7—245 см от поверхности дна) цветов, а нижняя ее часть (на 245—365 см ниже поверхности дна) — пелитовым терригенным однородным илом зеленовато-серого цвета. По предварительным оценкам, возраст мелкоалевритовых илов не древнее голоцена.

Слой голоценовых осадков отделен от осадков последнего ледниковья тонкой коркой или железистым прослоем красновато-коричневого цвета (см. рис. 7), обогащенным железом. Этот прослой оже-лезненных осадков, очевидно, образовался во время длительного перерыва в осадконакоплении. Он является одной из сильных отражающих границ на сейсмопрофилях. Ниже прослоя илов с корками (или плотной глины), как правило, залегают пелитовые терригенные илы. Они характеризуются различными текстурами (пятнистость, слоистость и т. п.), обычно обогащены гидротроилитом, содержат рассеянный органический детрит (обрывки листьев, древесины) и песчано-алевритовый материал. Это типичные авандельтовые осадки, поступившие сюда с материка Южной Америки с водами Амазонки.

Колонки АК-376, АК-377 и АК-378 отобраны в пределах материкового склона СВ Бразилии и у его подножия на равнине Сеара (см. рис. 1), т.е. заметно южнее глубоководного конуса выносов Амазонки. Колонка АК-378 (гл. 3880 м, длина 84 см) представлена серыми терригенными илами с многочисленными прослоями терригенных песков и алевритов. Примерно тот же гранулометрический состав и наличие песчано-алевритовых прослоев характерны и для колонок АК-377 (гл. 4200 м) и АК-376 (гл. 4350 м). Таким образом, как гранулометрический состав, так и наличие многочисленных песчано-алевритовых прослоев говорят об активных гидродинамических процессах в районе упомянутых станций. На станции АК-378 эти процессы предположительно обусловлены проникновением в абиссальную равнину Сеара северо-атлантических глубинных вод (САГВ), так как именно массы САГВ в наше время наблюдаются на этих глубинах (1500—4000 м). В районе других станций, где глубины превышали 4000 м, примесь алевритового материала и прослой песков накопились, скорее всего, в результате действия течений АДВ (вероятно, с добавлением материала, принесенного с берегов Южной Америки поперечно-склоновыми течениями в придонном слое).

ПРИДОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ, РАЗМЫВ И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ ОСАДКОВ

Строение дна и донные осадки подтверждают наличие сильного потока АДВ в канале Вима. По каналу Хантер АДВ текут на север лишь на глубинах более 4400 м [Speer, Zenk, 1993] (пробы осадков с таких глубин отобраны не были) (см. рис. 2). Об этом свидетельствуют: отсутствие мягких, слоистых донных осадков в канале Вима и акустически жесткое его дно. Водный поток полностью «выметает» из русла и его бортов рыхлые осадки. Правый (восточный) борт канала подвергается наиболее интенсивной эрозии. Прижимание струй АДВ к восточному борту происходит за счет экмановского трения [Mozgov et al., 2010].

Севернее канала Вима — возвышенности Риу-Гранди АДВ вплотную прижимается к подножию материкового склона Бразилии, образуя у склона глубинное западное пограничное течение (ГЗПТ). Воздействие ГЗПТ настолько велико, что это течение в одном месте сильно размывает дно, в другом — его наращивает. Это особенно хорошо видно на материковом склоне Южной Америки в районе нижнего плато Сантос, где накопились осадочные валы и образовались каналы размыва (вал-канал или дрефт-канал сопряжены вместе) (см. рис. 1, 2 в [Борисов и др., 2013]). Колонка АИ-2563 (см. рис. 1) в верхней части (0—44 см) представлена окисленными илами с богатой тропической фауной. Эта часть колонки относится к голоцену (изотопно-кислородная стадия ИКС-1), а слой 80—475 см ниже поверхности дна — илы с признаками сильного растворения раковин фораминифер — к последнему оледенению. Самая нижняя часть этой колонки илов (475—485 см ниже поверхности дна) с холодоводной фауной соответствует либо последнему, земскому межледниковью (ИКС — 5.5), либо относится к межстадиалу

последнего оледенения (ИКС-3) [Борисов и др., 2013]. Причем вал (дрифт) образуется в результате аккумуляции осадочного материала, выносимого течением в канале. В Южном полушарии в контурном течении этот выброс материала осуществляется влево, т.е. вал прижимается к материковому склону. В районе эскарпа долины Сан-Паулу обнаружены две контурные системы дрейф-канал [Борисов и др., 2013]. Эта система начала формироваться в миоцене [Duarte et al., 2007]. В связи с тем, что водная толща в Юго-Западной Атлантике четко стратифицирована [Morozov et al., 2010], а на границе водных масс гидродинамические процессы сильно активизируются, здесь на склоне течениями выработаны даже террасы.

В Атлантике на $10^{\circ}30'$ ю.ш., где изобата 5000 м наиболее близко подходит к подножию материкового склона, основная струя ГЗПТ проходит в основном между ст. АК-414 (гл. 4880 м) и изобатой 4500 м (см. рис. 1 и 5). Путь этой струи в донных осадках метится не только наличием песчаных прослоев — контуритов, но и распространением в западной части Бразильской котловины (на глубинах более 3744 м) антарктических видов диатомовых водорослей (*Nitzschia kerguelensis*, *Eucampi antarctica*, *Coscinodiscus lentiginosus* и др.), причем в осадках межледниковий их содержания больше, чем в осадках ледниковых эпох [Johnes, Johanson, 1984]. Это может означать, 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. Осадки (глины) то размывались и перенакапливались, то вовсе не накапливались. Следовательно, над дном Бразильской котловины потоки АДВ то усиливались, то ослабевали. Наличие каналов, таких как каналы Б (от названия Бразилия), АИ (от названия судна «Академик Иоффе») и ЭСОК (экваториальный срединно-океанический канал) (см. рис. 6, 8) говорит о существовании сильных придонных течений («огромных подводных рек»), переносящих в Северное полушарие большое количество не только антарктических видов диатомей, но и взвешенного осадочного материала. По данным В.В. Сивкова [Morozov et al., 2010], взвесь переносится в район канала Вима в трех обогащенных взвесью слоях. Мощность самого нижнего (придонного) из них около 2645 м. Вообще, в Западной Атлантике глубинный (придонный) слой вод заметно обогащен взвесью. Он называется «нефелойдным слоем» [Biscaye, Eitrem, 1974]. Глубоководные океанические каналы — это места либо неотложения осадков (нулевой седиментации), либо эрозии дна, либо то и другое вместе. 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 [Rhein et al., 1998]. Остальные $2/3$ этих вод направляются на восток в основном в желоб Романш или рециркулирует вновь в Бразильскую котловину [De Madron, Weatherly, 1994; Rhein et al., 1998]: в этой котловине на $4^{\circ}30'$ ю.ш. часть потока АДВ совершает круговорот на восток и юг [Morozov et al., 2010]. Другая часть потока продолжает путь на север. В районе около $05^{\circ}00'$ ю.ш. и $31^{\circ}30'$ з.д. этот северный поток вливается в экваториальный срединно-океанический канал (ЭСОК) [Rhein et al., 1995]. По высокой концентрации кремния, очень низкой температуре воды, а также и по другим параметрам [Andrie et al., 1998] АДВ обнаруживается в самой глубоководной части ЭСОК (гл. 4550 м) в точке $00^{\circ}39'$ с.ш. Частично АДВ идет на СЗ, частично вдоль СЗ фланга САХ [Andrie et al., 1998]. Представляется возможным также предположить, что одна часть потока АДВ входит в канал Б, имеющий аналогичное ЭСОК строение: южный (левый) борт канала Б является эрозионным, в то время как более высокий северный (правый) борт — аккумулятивным (см. рис. 8). Переносимая придонными течениями взвесь и переотлагающийся в результате эрозии дна и бортов каналов осадочный материал, предположительно «вываливается» за пределы каналов, рассеивается по большим площадям дна и отлагается в стороне от каналов. Это отложение происходит главным образом вдоль основного экваториального срединно-океанического канала, в результате чего и образуется Центральный осадочный вал (ЦОВ) (см. рис. 7). Чем ближе к каналу, тем больше материала откладывается на дно, тем больше скорости осадконакопления, и тем батиметрически выше становится ЦОВ. Подтверждением этому 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 сложены 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 Б. 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 является двухъярусным: один, менее быстрый, — на уровне глубин океана 4610—4720 м, т.е. в верхней части U-образного поперечного профиля канала, и второй, более узкий, но

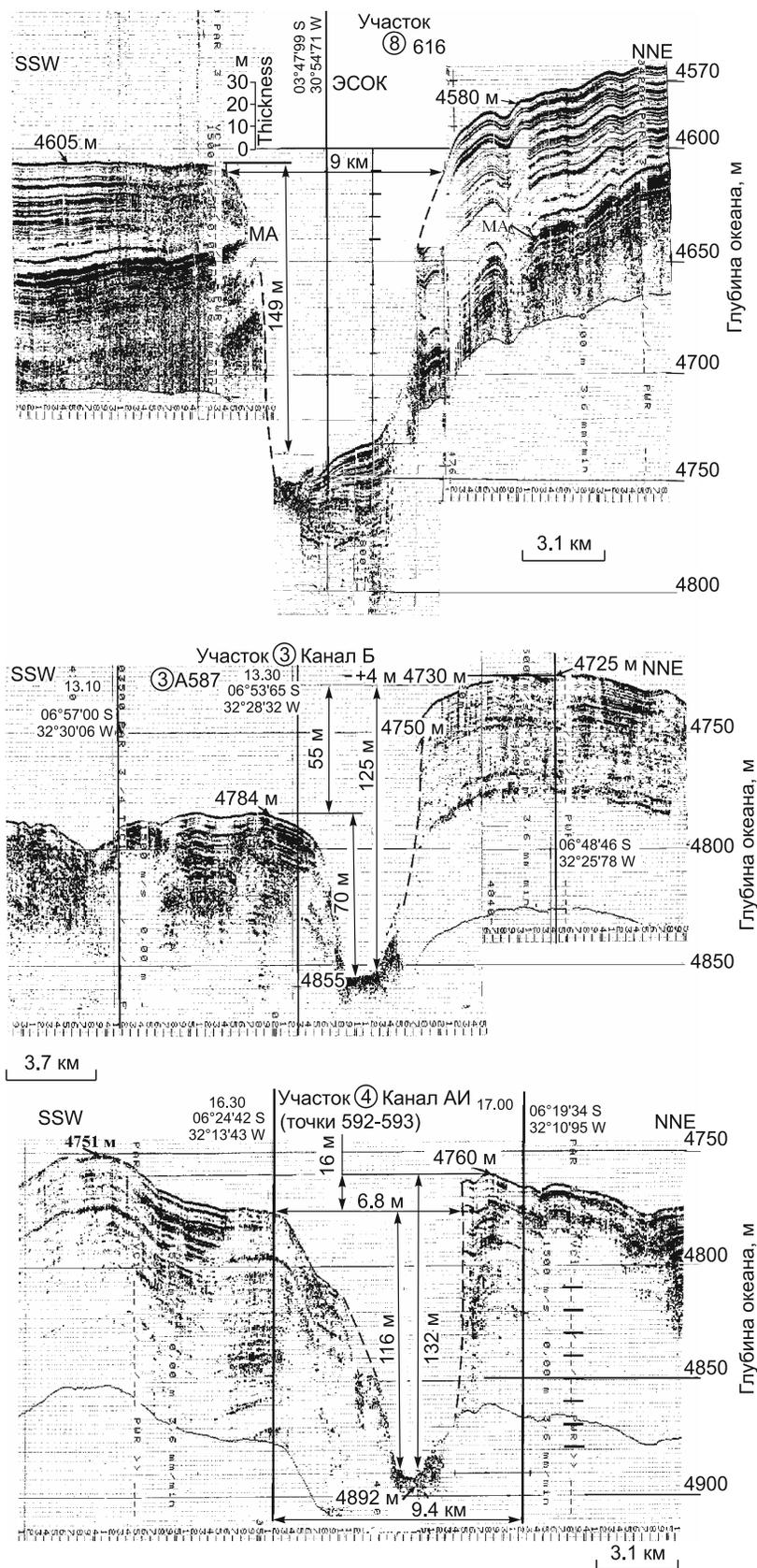


Рис. 8. Экваториальные срединно-океанические каналы и каньоны между Южной и Северной Атлантикой в участках 3, 4 и 8 на профиле Г—ВГ (см. рис. 6) [Emelyanov, 2005].

Участок 8 — профиль центрального канала ЭСОК. МА — предполагаемая граница амазонского мессиния. Площадь поперечного разреза канала — 0.780 км². Участки 3 и 4 — профили каналов Б и АИ соответственно, по [Emelyanov, 2005].

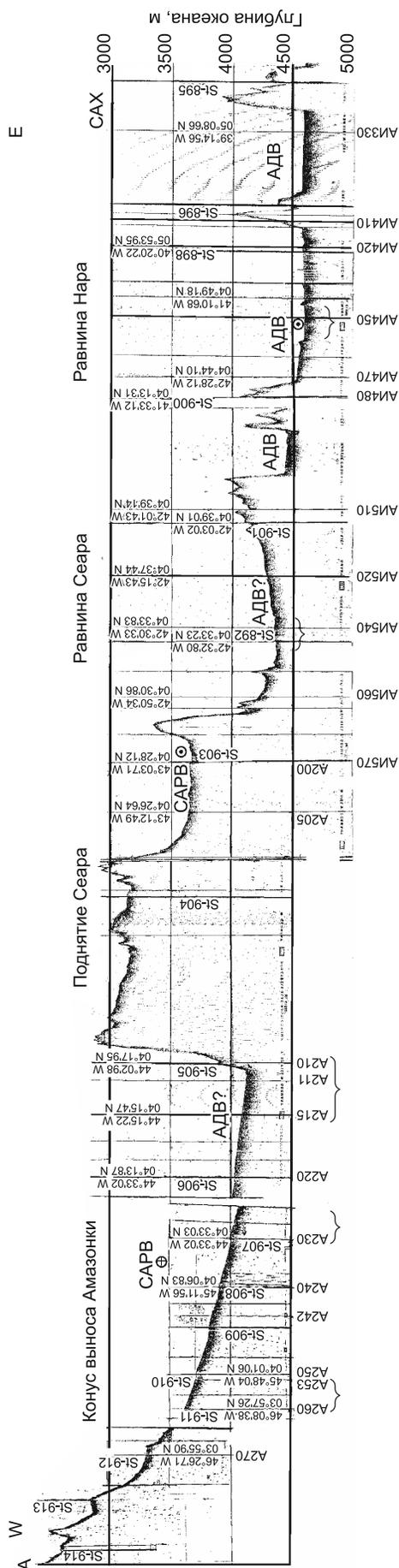


Рис. 9. Рельеф дна на субширотном профиле А—САХ вдоль 5—4° с.ш. [Емельянов, 2005].

очень сильный — на глубинах 4730—4753 м, т.е. у самого дна канала. Этот поток, как зубья пилы, прорезает дно в самой глубокой 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 (ССВ) сторону русла, т.е. на правый борт (см. рис. 8).

Примерно аналогичное строение и у канала Б (см. рис. 8). Разница в том, что на днище нет нижнего (руслового) слоистого осадочного тела, как в канале ЭСОК. Обусловлено это, очевидно, более узким поперечным сечением канала Б: ширина днища всего лишь 600—800 м.

Географическое положение каналов ЭСОК и Б, их протяженность, поперечный профиль и наличие осадочных валов справа (с севера) говорят о том, что подводные мутные «реки» текут по данным каналам с юга (ЮЮЗ) на север (ССЗ), т.е. по данным каналам текут АДВ.

Канал АИ имеет несколько иное строение, чем каналы ЭСОК и Б. У канала АИ эрозионным является не левый южный, а правый северный борт. Кроме того, у него нет осадочного вала на северном борту, а на южном борту этот вал (по сравнению с северным бортом) незначителен, всего лишь с относительной высотой в 10 м. Можно допустить, что по каналу АИ мутная вода течет с севера на юг, причем она менее мутная, чем потоки, текущие по каналам ЭСОК и Б. АДВ в пределах «экваториальных ворот» иногда поворачивают назад и текут в юго-восточном направлении. Можно допустить, что именно эти воды «прорезали» канал АИ.

Профиль Северного желоба (см. рис. 6) [Емельянов, 2009] и наличие углубления у подножия вулканической горы (ВГ) 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. 1 и 6) говорят о том, что СЖ периодически заполняется сортированными слоями осадков в результате деятельности мутьевых потоков. Подтверждением этому является состав колонки ПЛ-20: она состоит из терригенных сортированных слоев (турбидитов) и песчано-алевритовых линз с растительными остатками.

Батиметрически выше днища СЖ, т.е. на глубинах менее 4860 м (см. рис. 6) 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 (см. рис. 6, участок 10). 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 эрозия дна происходит в долинах участков 1, 2, 5, 14, а также на участках между ними (см. на рис. 6).

На профиле А—САХ (см. рис. 9) обнаружены северо-атлантическая глубинная вода (гл. 1400—3700 м) и антарктическая донная вода. Верхняя граница АДВ находится на глубинах более 4300 м. АДВ движется на север — северо-восток по восточной части профиля А—САХ, т.е. между САХ и возвышенностью Сеара (в основном по равнинам Нара (гл. до 4663 м) и Сеара (гл. до 4415 м)). В участке 1450 (04°49' с.ш. и 41°04' з.д., гл. 4660 м), т.е. на равнине Нара в нижнем (придонном) однородном слое мощностью 150 м обнаружены минимальные температура (0.99 °С) и соленость (34.785 psu) вод, что очень характерно для АДВ. На широте примерно 5° с.ш., т.е. практически на широте профиля А—САХ, суммарный северный поток АДВ составляет 2.2 Sv, на широте 7°15' с.ш. — примерно 1.9 Sv [Rhein et al., 1998]. Северо-атлантическая глубинная вода в 2006 г. была обнаружена на глубинах 1200—2600 м [Morozov et al., 2010].

Нижний поток северо-атлантических глубинных вод (гл. 2500—3700 м), которые выделяются по высокой концентрации кислорода и низкой — кремния, составляет 20 Sv [Zangenber, Siedler, 1998]. 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 Сеара и совершает круговорот [McCartney, 1993]. Поэтому данная вода в пределах профиля А—САХ проходит на ЮВ над конусом выносов Амазонки почти вдоль изобаты 4000 м. Примерно на 2° с.ш. этот поток вновь блокируется хребтом Парнаиба. В результате поток раздваивается на два: один из них совершает круговорот в районе примерно 1°30' с.ш., пересекает Экваториальный срединно-океанический канал на глубине около 3900 м, направляется вновь на СВ, и обходит возвышенность Сеара с СВ; второй поток САГВ продолжает свой путь на юго-восток вдоль юго-западного фланга ЭСОК и вдоль материкового склона Южной Америки и продолжает свой путь на юг [Maçjorie et al., 1993; Andrie et al., 1998]. Предположительно, именно этот поток и переносит терригенный материал с подводного конуса Амазонки, который формирует песчано-алевритовые прослой колоннок АК-376, -377, -378. Южнее экватора САГВ — это уже более теплые и более соленые воды, и они содержат меньше кислорода, чем воды этого потока у экватора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщены многочисленные данные по сейсмопрофилям профилографа «Парасаунд», колонкам осадков и потокам антарктической донной воды (АДВ) в Юго-Западной Атлантике.

Основной переток АДВ из Аргентинской котловины в Бразильскую происходит по каналу Вима (гл. 4620 м). В Бразильской котловине АДВ движется сплошным мощностью 700—1000 м потоком от подножия материкового склона Южной Америки до фланга Срединно-Атлантического хребта. Поток АДВ (от глубин 4000 м до дна) размывает донные осадки или не позволяет им отлагаться. На дне Бразильской котловины залегают в основном плейстоценовые (реже — голоценовые) красные глубоководные глины. АДВ переносит антарктические диатомовые водоросли до 5—10° ю.ш. Течение АДВ прижимается к подножию материкового склона Южной Америки. У подножия этого склона здесь в осадках накапливаются прослой контуритов, песчаных прослоев и турбидитов.

На глубинах 4700—4900 м нами подтверждено наличие трех экваториальных океанических каналов (относительные глубины 130—160 м). В бортах каналов насчитывается около 20 слоев с четкими отражающими границами. Через главный канал ЭСОК (гл. вреза 149 м) АДВ перетекает на север, в равнину Сеара. Один из склонов каналов растет за счет сброса на него осадочного материала, второй — эродируется (срезается). По дну канала ЭСОК течет второй поток мутных антарктических вод, в результате чего на дне канала накапливается вторичная (наложенная) слоистая осадочная структура.

Конус выносов Амазонки прослеживается до глубин 4000 м, где он упирается в возвышенность Сеара. АДВ на профиле Амазонки А—САХ перетекает лишь по долине Нара (гл. 4640—4660 м). Осадочный слой в этой долине течением не размывается.

Верхний осадочный слой (8—10 см) подводного конуса Амазонки четко слоистый, слабо консолидирован. Одной из отражающих границ могут быть уплотненные и ожелезненные глины, образовавшиеся во время длительного седиментационного перерыва. Южнее конуса выносов Амазонки на глубинах 3500—4000 м в илах накопились многочисленные терригенные песчаные турбидиты.

Обнаруженные ранее плейстоценовые этмодискусовые (*Ethmodiscus rex.*) илы в центральной части Бразильской котловины на глубине 5700 м являются пока неразгаданной загадкой. Предположительно

но, *Ethmodiscus* гех. могли быть занесены из зоны апвеллинга Африки при низком уровне океана в периоды оледенений.

Поток АДВ, предположительно, зародился в эоцене, когда в Антарктиде наступила стадия оледенения.

Автор выражает искреннюю благодарность профессору И.О. Мурдмаа и геологу С.М. Исаченко, оказавшим большую помощь в сборе колонок осадков и в их описании, сотрудникам лаборатории геологии Атлантики В.А. Кравцову, И.Ю. Климентьевой, А.Б. Адамович, Ю.Е. Полосиной, Г.П. Ромаховой и Ю.Н. Лысенковой, принявшим участие в лабораторных исследованиях и в оформлении настоящей статьи, а также рецензентам и академику СО РАН Н.Л. Добрецову за критические замечания и полезные рекомендации.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов Д.Г. Контуры на континентальном подножии Южной Америки: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., НИИОкеангеологии, 2013, 22 с.

Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Левченко О.В., Юцис В.В., Францева Т.Н. Контуритовые системы в районе Южного Эскарпа плато Сан-Паулу, Южная Атлантика // *Океанология*, 2013, т. 53, № 4, с. 517—528.

Емельянов Е.М. Геохимия кремнезема Атлантического океана // *Геохимия осадков Атлантического океана* / Ред. А.П. Лисицын. М. Наука, 1977, с. 201—255.

Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана / Ред. А.П. Лисицын. М., Наука, 1982, 190 с.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград, Янтарный сказ, 1998, 416 с.

Емельянов Е.М. Осадконакопление и придонные течения в юго-западной части Атлантического океана // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 2009, № 2, с. 5—37.

Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. К вопросу о поставке речного осадочного материала в Атлантическом океане // *Океанология*, 1977, т. 17, № 1, с. 94—98.

Емельянов Е.М., Кругликова С.Б. Пелагические илы глубоководных котловин Атлантического океана // *Геофизические поля и строение дна океанских котловин* / Ред. Ю.П. Непрочнов. М., Наука, 1990, с. 148—156.

Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, Межведомственный геофизический комитет, 1975, 370 с.

Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л., Недра, 1989, 247 с.

Лисицын А.П. Морская геология в Российской академии наук // *Океанология*, 1999, т. 39, № 5, с. 681—692.

Лисицын А.П. Литология литосферных плит // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42 (4), с. 522—559.

Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45 (1), с. 15—48.

Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ильин А.В., Кошелев Б.А., Лукашевичюс Л.С., Литвин В.М., Сенин Ю.М., Свиренко И.П., Солдатов А.В. Атлантический океан / Ред. А.П. Лисицын. Карта 5. Типы донных осадков. М., ГУГК, 1969.

Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. М., Наука, 1977, 255 с.

Свальнов В.Н., Дмитриенко О.Б., Казарина Г.Х., Исаченко С.М., Саранцев Е.С. Четвертичные осадки осевой зоны Бразильской котловины // *Литология и полезные ископаемые*, 2007, № 26, с. 133—152.

Тримонис Э.С. Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М., Наука, 1995, 225 с.

Andrie S., Temon J.-F., Messias M.-J., Memory L., Bowles B. Chlorofluoromethane distributions in the deep Equatorial Atlantic during January—March 1993 // *Deep-Sea Res.*, 1998, v. 145, p. 903—930.

Biscaye P.E., Eittrem S.L. Variations in benthic boundary layer in the North American basin // *Suspended Solids Water*. N. Y.; L., 1974, p. 227—260.

Damuth J.E., Kumar N. Amazone Cone: Morphology, sediments, age, and growth pattern // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, № 6, p. 863—878.

De Madron X.D., Weatherly G. Circulation, transport and bottom boundary layers of the deep currents in the Brazil Basin // *J. Marine Res.*, 1994, v. 52, p. 583—638.

Duarte C.S.L., Viana A. Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean // Geol. Soc., London, Special Publications, 2007, v. 276, p. 171—198.

Emelyanov E.M. Barrier zones in the ocean. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 2005, 636 p.

Emelyanov E.M., Trimonis E.S. Cenozoic terrigenous sediments in the western South Atlantic. Initial Reports DSDP, 1977, v. 39, p. 453—475.

Emelyanov E.M., Trimonis E.S. Geochemical investigation of sediments from the Brazil basin and the Rio Grande rise // Initial Reports DSDP. Washington, 1983, v. 72, p. 421—442.

Ericson D.B. Pleistocene climatic record in some deep-sea sediment cores. New York Acad. Sci. Annals, 1961, v. 95, p. 537—541.

Gardner I.V., Burckle L.H. Upper Pleistocene *Ethmodiscus* rex oozes from Eastern Equatorial Atlantic // Micropaleontology, 1975, v. 21, № 2, p. 236—242.

Jones G.A., Johnson D.A. Displaced Antarctic diatoms in Vema Channel sediments: Late Pleistocene / Holocene fluctuations in AABW flow // Mar. Geol., 1984, v. 58, p. 165—186.

Marjorie A.M., Friedrichs M.S., McCartney and Hall M.M. Hemispheric asymmetry of the deep water transport modes in the Atlantic // J. Geoph. Res., 1993, v. 28, p. 779—790.

McCartney M.S. Crossing of the equator by the deep western boundary current in the western Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 1993, v. 23, p. 1953—1974.

Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk Walter. Abyssal channels in the Atlantic ocean. Water Structure and Flows. Springer, 2010, 245 p.

Rhein M., Stramma L., Send U. The Atlantic Deep Western Boundary Current: water masses and transport near the equator // J. Geoph. Res., 1995, v. 100, p. 2441—2457.

Rhein M., Stramma L., Krahnemann G. The spreading off Antarctic bottom water in the tropical Atlantic // Deep Sea Res., 1998, № 45 (4—5), p. 507—527.

Sivkov V., Gorbatskiy V., Kuleshov A., Zhurov Y. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system / Eds. D.A.V. Stow, C.J. Pudsey, J.A. Howe, J.C. Faugeres, A.R. Viana. Deep water contourite systems: modern drift and ancient series, seismic and sedimentary characteristics // Geol. Soc., London, Memoirs, 22, 2002, p. 121—136.

Speer K.G., Zenk W. The flow of Antarctic bottom water into the Brasil Basin // J. Phys. Oceanogr., 1993, v. 23, p. 2667—2682.

Stow D.A.V., Reading H.G., Collinsson J.D. Deep seas / Ed. H.G. Reading. Sedimentary Environments // Blackwell Science, Oxford, 1996, p. 395—454.

Zangenberg N., Siedler G. Path of the North Atlantic deep water in the Brazil Basin // J. Geograph. Res., 1998, v. 103, № C3, p. 5419—5428.

Рекомендована к печати 19 сентября 2014 г.
Н.Л. Добрецовым

Поступила в редакцию
28 декабря 2013 г.