

УДК 551.465

ГЛУБОКОВОДНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В КАНАЛЕ ХАНТЕР (ЮГО-ЗАПАДНАЯ АТЛАНТИКА) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

© 2019 г. Н. П. Лукашина

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
e-mail: lukashinanp@mail.ru*

Поступила в редакцию 29.11.2016 г.

После доработки 08.02.2017 г.

По бентосным фораминиферам из трех седиментационных колонок реконструирована глубоководная циркуляция в районе канала Хантер (Юго-Западная Атлантика) в позднем плейстоцене и голоцене (морские изотопные стадии, МИС, 4-1). В настоящее время через канал Хантер с севера на юг перемещается верхняя североатлантическая глубинная вода (САГВ). В МИС 2 и 4 в том же направлении поступала нижняя САГВ. В МИС 3 в канале Хантер периодически появлялись САГВ, антарктическая донная вода (АндВ) и нижняя циркумполярная глубинная вода. Признаков присутствия АндВ на подходе к каналу Хантер со стороны Аргентинской котловины в позднем плейстоцене и голоцене нет. Растворение карбонатов в голоцене происходит в наиболее глубокой восточной части канала Хантер. В ледниковые периоды процессы растворения усиливались и затрагивали также западную часть канала. Растворение происходило и происходит не за счет АндВ, а за счет САГВ, которая становится здесь агрессивной по отношению к карбонату кальция.

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, канал Хантер, водные массы, поздний плейстоцен, голоцен

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0030-157459133-142>

ВВЕДЕНИЕ

В море Уэдделла и на некоторых других участках антарктического шельфа в результате смешения холодной и тяжелой антарктической шельфовой воды с более теплыми и более солеными циркумполярными глубинными водами формируется антарктическая донная вода (АндВ) с температурой около 1°C и соленостью 34.65‰. Она распространяется на север и на восток. Основная северная ветвь АндВ течет по западному желобу Атлантического океана, где доходит до подножия Ньюфаундлендской банки [10].

Из Аргентинской котловины в Бразильскую котловину главный поток АндВ проходит через канал Вима с глубинами до 4700 м, который разделяет материковый склон Южной Америки и Поднятие Риу-Гранди. В настоящее время скорость АндВ на уровне 4300–4400 м (300 м над дном) достигает там 30 см/сек. За счет сил трения самое холодное ядро потока обычно прижато к восточной, т.е. к правой стенке канала по ходу потока [10, 51].

В противоположном направлении – с севера на юг, в основном вдоль восточного побережья Южной Америки [29], движется сильный поток более теплой (2.3–2.0°C) и соленой (34.8–34.9‰), богатой кислородом североатлантической глубинной воды (САГВ) [10]. Она формируется в Лабрадорском море к югу от Гренландии и является основной частью современной глобальной межконтинентальной термогалинной циркуляции, влияющей на мировую климатическую систему.

Вторым каналом, через который осуществляется водообмен, является более мелководный канал Хантер с глубинами немного более 4000 м, расположенный в восточной части поднятия Риу-Гранди. Предполагается, что через него также происходит переток АндВ в северном направлении и САГВ – в южном, как и через канал Вима. Однако из-за меньших глубин в канале Хантер скорость течения в нем тормозится и поэтому поток АндВ к северу через него составляет лишь 1/5 от потока, перемещающегося через канал Вима [45, 46].

Граница между АнДВ и САГВ является критической глубиной карбонатакопления (КГК), на которой скорость поступления карбоната кальция уравнивается его растворением. В настоящее время КГК в данном районе оценивается в 4500–4600 м [14]. На этой границе концентрация карбонатов в осадке снижается примерно до 10%. Несколько выше располагается скользящий батиметрический уровень – фораминиферовый лизоклин. Он разделяет комплексы фораминифер хорошей и плохой сохранности, когда в осадке начинают преобладать виды, раковинки которых устойчивы к растворению [4, 13, 14]. Положения фораминиферового лизоклина в Юго-Западной Атлантике связаны с глобальными изменениями климата в плейстоцене, которые влияли на эпизодическое изменение объема и скорости глубинных и донных вод – САГВ и АнДВ.

Поверхностные воды над поднятием Риу-Гранди представлены южной тропической водной массой с температурой 21–23°C и соленостью 36.5‰ [10, 41].

Современный и позднплейстоценовый глубинный водообмен между Аргентинской и Бразильской котловинами через канал Вима изучен достаточно подробно [3, 24, 26, 27, 39], тогда как придонная циркуляция в канале Хантер как в настоящее время, так и в прошлом остается не до конца известной [45]. Задача настоящей работы состоит в том, чтобы изучить динамику современной абиссальной циркуляции основных водных масс в канале Хантер и реконструировать позднплейстоценовую циркуляцию в этом еще сравнительно мало изученном регионе по бентосным фораминиферам. Бентосные фораминиферы – простейшие организмы, широко распространенные в океанских осадках – часто используются для реконструкции различных параметров океана – глубин, типов придонных водных масс, продуктивности и т.д. Благодаря многочисленным исследованиям экология современных глубоководных бентосных фораминифер изучена достаточно подробно. В частности, выделены комплексы, которые ассоциируются с различными водными массами, и виды, реагирующие на степень поступления органического вещества на дно [5, 7, 8, 25, 33, 35, 37, 41, 47].

МАТЕРИАЛ, МЕТОДИКА

Нами были изучены бентосные фораминиферы в трех седиментационных колонках. Две колонки – АИ-1054 длиной 415 см и АИ-1057 длиной 208 см – были подняты непосред-

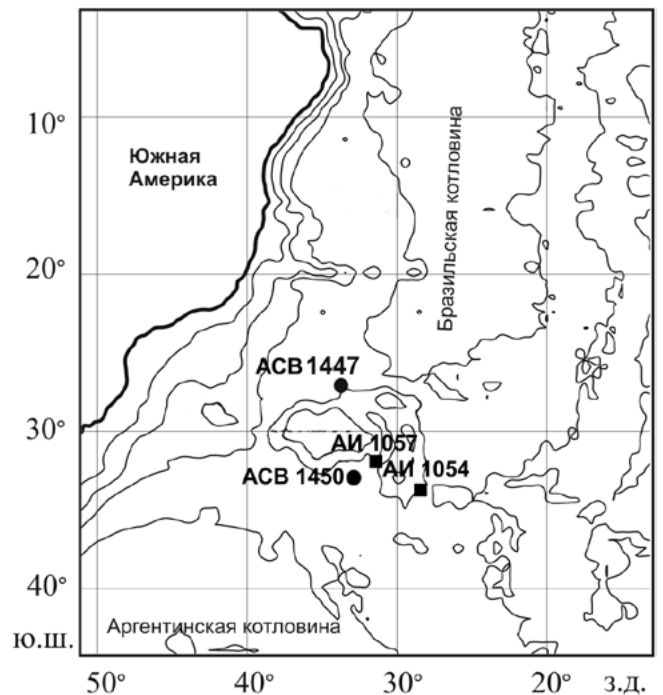


Рис. 1. Расположение изученных колонок и колонки АСВ-1447 [3].

ственно в канале Хантер. Первая из них взята в восточной части канала с глубины 4370 м (34°32.95' ю.ш., 27°18.15' з.д.), а вторая – из западной части канала с глубины 4113 м (31°48.36' ю.ш., 31°04.74' з.д.). Колонка АСВ-1450 длиной 496 см была взята с глубины 4140 м (32°11.03' ю.ш., 32°50.09' з.д.) перед входом в канал Хантер со стороны Аргентинской котловины (рис. 1).

Стратиграфия колонки АИ-1057 проведена на основании изучения комплексов планктонных фораминифер. Осадкообразование в колонке АИ-1054 происходило, очевидно, ниже КГК, в результате чего планктонные фораминиферы в ней представлены лишь фрагментами (за исключением интервала 238–260 см), что делает палеотемпературный анализ в ней невозможным. В разрезах колонок АИ-1057 и АСВ-1450 планктонные фораминиферы находились в основном в лучшей сохранности, благодаря чему были определены палеотемпературы поверхностной воды по методу Бараша [1]. Четвертичный возраст в них определялся по присутствию вида-индекса планктонных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides* [12, 45]. Судя по регулярной встречаемости другого планктонного вида, значение которого намного превышает порог в 1% – *Globorotalia hirsuta*, возраст слагающих их осадков не превышал 0.13 млн. лет, т.е. они отлагались после 6-й морской изотопной стадии [26]. Всего планктонные фораминиферы были изучены нами в 70 пробках.

Бентосные фораминиферы были определены в 132 пробах во фракции > 0.1 мм. Исследования, проведенные в Южной Атлантике, показывают, что между основными современными водными массами Южной Атлантики - АнДВ, САГВ, ЦПГВ (циркумполярная глубинная вода) и распространением комплексов бентосных фораминифер существует достаточно четкая корреляция. С холодной, агрессивной по отношению к карбонату кальция АнДВ тесно связан вид *Osangularia umbonifera*, что подтверждается многочисленными исследованиями в разных районах Атлантического океана [9, 37, 43, 47]. Исследования в Тропической Северной Атлантике [7] показали, что процентное значение *Osangularia umbonifera* в комплексе имеет прямую корреляцию с процентным содержанием «истинной» АнДВ в общем объеме воды.

С САГВ в Южной Атлантике G. Lohman [33] связывает комплекс с милиолидами, *Globocassidulina subglobosa*, *Uvigerina peregrina*, *Planulina weuellerstorfi*, *Cibicides kullenbergi* и *Hoeglundina elegans*. С сокращением кислорода в воде, что свойственно нижней циркумполярной глубинной воде (ЦПГВн), возрастает обилие *Uvigerina peregrina* и *Globocassidulina subglobosa* и сокращается доля милиолид и *Planulina weuellerstorfi*.

Эпифаунные виды *Hoeglundina elegans* и *Planulina weuellerstorfi* в Северной Атлантике доминируют среди бентосных фораминифер на глубинах от 2000 до 3500 м. Они предпочитают олиготрофные условия с высоким содержанием кислорода в придонной воде [11, 18, 34, 38]. Милиолиды также приспособились к хорошо вентилируемому придонным водам и нерегулярному поступлению органики [23, 32]. Этот комплекс в целом характерен для осадков, омываемых в Атлантическом океане САГВ.

Напротив, инфаунный вид *Uvigerina peregrina* распространен в высокопродуктивных зонах Мирового океана с низким содержанием кислорода [17,20,34]. *Globocassidulina subglobosa* в Южной Атлантике наряду с *Uvigerina peregrina* характеризует бедную кислородом ЦПГВн [25].

Подругим данным, с САГВ в Южной Атлантике ассоциируется комплекс *Oridorsalis umbonatus* и *Epistominella exigua* [25, 35]. *Epistominella exigua* обитает в районах с сезонным поступлением органического вещества на дно [21, 44, 48, 50]. *Oridorsalis umbonatus* распространен в районах с холодной, богатой кислородом донной водой, где приток органического вещества на дно также достаточно низкий [19, 36, 40].

По нашему мнению комплекс *Oridorsalis umbonatus/Epistominella exigua* характеризует в Южной Атлантике нижнюю САГВ, тогда как комплекс *Planulina weuellerstorfi*, *Cibicides kullenbergi*, *Hoeglundina elegans* и милиолиды — верхнюю САГВ. Такое предположение объясняется тем, что в Северной Атлантике первый комплекс обитает глубже, чем второй - он встречается в североатлантических котловинах, заполненных североатлантической донной водой. А второй комплекс распространен на континентальных склонах Южной Гренландии, Северной Америки, Европы, Северо-Западной Африки и на Срединно-Атлантическом хребте, которые омываются североатлантической глубинной водой [5, 7, 8].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Колонка АИ-1057 (рис. 2). Колонка АИ-1057 очень сложна для стратиграфического расчленения. В ней отмечается неоднократное растворение раковин планктонных фораминифер, что указывает на наличие фораминиферового лизоклина, а также сильное разбавление карбонатного биогенного материала карбонатным терригенным материалом — мергелем. Планктонные фораминиферы, за исключением поверхностных комплексов (до 10 см), очень мелкие. Основными видами, характерными для всего разреза и поддающимися растворению в меньшей степени, были представители 3-х типов танатоценоза: бореальный тип был представлен видом *Globoquadrina pachyderma dex*; субтропический — *Globorotalia inflata* и тропический — *Globigerinoides ruber*. Некоторые исследователи [13,14] считают, что *Globigerinoides ruber* является одним из самых легкорастворимых видов, однако исследования, проведенные нами в Экваториальной Атлантике, показывают, что это не так. Растворение его раковин не происходит вплоть до КГК [6]. По существу палеотемпературная кривая была построена нами на основании процентного соотношения этих трех видов, поэтому полученные температуры поверхностной воды не могут считаться вполне корректными. Тем не менее колонка АИ-1057 была разделена нами на 5 изотопных стадий.

Ниже 187 см в разрезе преобладает тропический комплекс планктонных фораминифер, характерный для температуры поверхностной воды от 22 до 24°C, что позволило отнести горизонт к последнему межледниковому периоду МИС 5. Здесь найдено большое количество несовременных — раннеплиоценовых — раннеплейстоценовых видов: *Globorotalia cultrata*

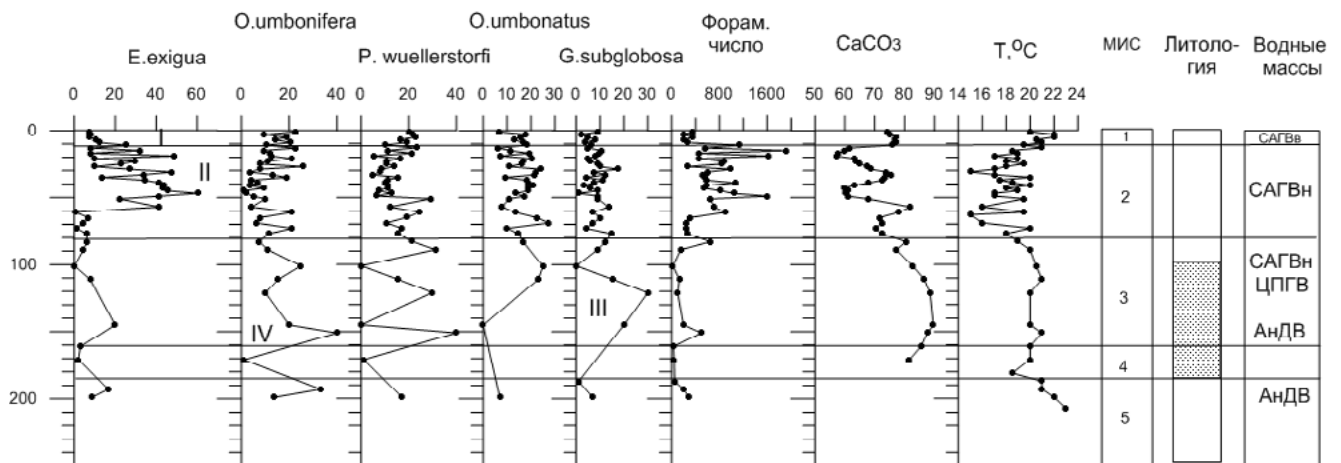


Рис. 2. Распределение доминирующих видов бентосных фораминифер в колонке АИ-1057 (%). Длина колонки, а также колонок АИ-1054 и АСВ-1450 указана в сантиметрах. Римскими цифрами показаны совпадения, выделенные в колонках АИ-1054 и АСВ-1450. Содержание карбоната кальция в осадках во всех трех колонках показана в процентах. В столбце «Литология» выделен интервал, сложенный мергелем. Водные массы: САГВв — верхняя североатлантическая глубинная вода; САГВн — нижняя североатлантическая глубинная вода; ЦПГВ — циркумполярная глубинная вода; АнДВ — антарктическая донная вода.

exilis, *Globorotalia crassaformis* *viola*, *Globorotalia tosaensis*, *Globorotalia miocenica* и др., что говорит о размывании более древних отложений активными придонными течениями. Численность бентосных фораминифер (фораминиферовое число — ФЧ) не достигает 400 экз./1 г осадка, среди них преобладает *Osangularia umbonifera* (20–30%).

Осадки на горизонте 187–165 см сложены, в основном пластинчатым, иногда комковатым мергелем. С сильным разбавлением биогенного карбонатного материала терригенным связано очень низкое содержание бентосных фораминифер в осадке (до 50 экз.). Редкие планктонные фораминиферы субтропического типа демонстрируют снижение температуры поверхностной воды до 18°C, что, возможно, отражает похолодание МИС 4.

Горизонт 165–100 см также сложен пластинчатым мергелем, за счет чего высока карбонатность осадка. Комплекс планктонных фораминифер представлен субтропическими, и в меньшей степени — тропическими видами, характерными для температуры около 20°C. Такая же температура рассчитана для 100–80 см, сложенных светло-бежевым однородным илом. Вероятно, горизонт 165–80 см отлагался в межстадии оледенения МИС 3. Среди по-прежнему редких, часто единичных бентосных фораминифер (до 200 экз./1 г осадка) на горизонте 150 см доминируют *Osangularia umbonifera* и *Planulina wuellerstorfi* (оба до 40%), на горизонте 120 см — *Globocassidulina subglobosa* (до 30%) 100 см — *Oridorsalis umbonatus* (почти 30%).

Планктонные фораминиферы горизонта 80–10 см в значительной мере подвергались растворению. Среди оставшихся форм преобладают бореальные виды, характерные для температуры поверхностной воды в среднем около 18°C, что, вероятно, отражает ледниковые условия МИС 2. В большей верхней части горизонта ФЧ бентосных фораминифер увеличивается до 800–2000 экз./1 г осадка, ведущим видом становится *Epistominella exigua* (40–60%).

Выше 10 см преобладают субтропические виды планктонных фораминифер, характерные для современной температуры поверхностной воды — 20–22°C. ФЧ бентосных фораминифер опять снижается примерно до 400 экз./1 г осадка. Основными видами становятся *Osangularia umbonifera*, *Planulina wuellerstorfi* и *Oridorsalis umbonatus* (примерно по 20%).

Колонка АИ-1054 (рис. 3). Планктонные фораминиферы в колонке почти полностью растворены, поэтому очень приблизительное стратиграфическое расчленение сделано на основании карбонатной кривой и корреляции с распределением бентосных фораминифер в колонке АИ-1057. ФЧ бентосных фораминифер намного превышает ФЧ в колонке АИ-1057, что, очевидно, связано с почти полным отсутствием планктонных видов. Понятно, что при растворении раковин планктонных фораминифер происходит увеличение численности бентосных фораминифер в осадке.

Ниже 340 см, в слабоизвестковых терригенных илах фораминиферы отсутствуют. Горизонт 340–240 см характеризуется относительно

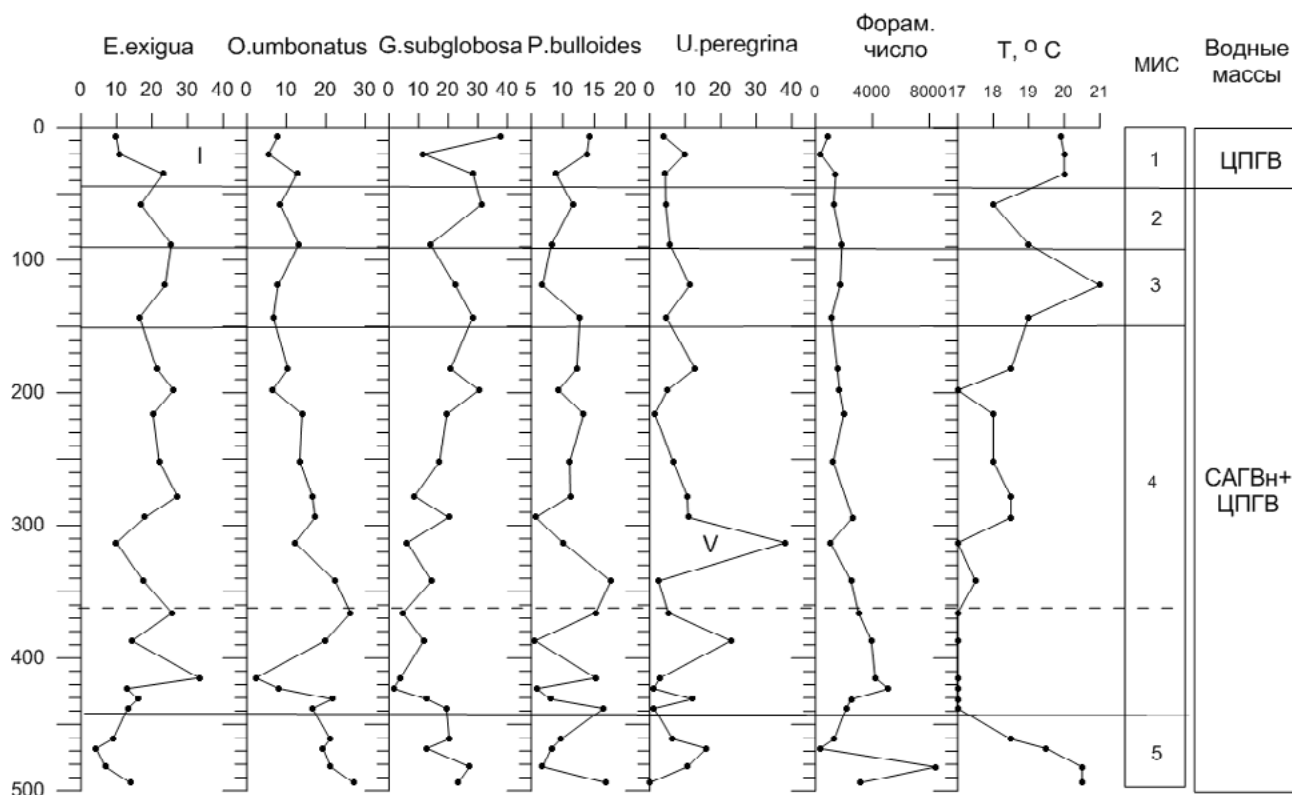


Рис. 3. Распределение доминирующих видов бентосных фораминифер (%) и водные массы в колонке АИ-1054.

высоким содержанием CaCO_3 (до 50%). Здесь доминирует *Epistominella exigua* (40–60%). ФЧ достигает почти 2000 экз./1 г осадка.

В горизонте 240–140 см карбонатность осадка снижается до 15–30%. ФЧ бентосных фораминифер тем не менее увеличивается, в среднем до 4000 экз./1 г осадка. В горизонте 220 см доминирует *Uvigerina peregrina* (почти до 60%), в 190–160 см – *Epistominella exigua* (до 50%), в 150 см – *Osangularia umbonifera* (до 30%) и в 140 см – *Globocassidulina subglobosa* (до 40%). Пики доминирования *Osangularia umbonifera* и *Globocassidulina subglobosa*, как нам кажется, коррелируются с аналогичными пиками в колонке АИ-1057. Эти совпадения, помеченные на рисунках 2 и 3 цифрами IV и III, дают нам некоторое основание отнести горизонт 240–140 см к МИС 3.

Выше, в горизонте 140–10 см, карбонатность осадка увеличивается до 30–60%. Здесь основную роль в комплексе играет *Epistominella exigua* (40–60%), что очень похоже на аналогичное доминирование в горизонте 60–10 см (МИС 2) в колонке АИ-1057 (на рис. 2 – совпадение II).

Выше 10 см карбонатность осадка несколько снижается, среди бентосных фораминифер до 10% сокращается значение *Epistominella exigua*, как и в колонке АИ-1057 в МИС 1 (на

рис. 3 – совпадение I), и начинает преобладать *Planulina wuellerstorfi* и *Uvigerina peregrina* (примерно до 30%).

Колонка АСВ -1450 (рис. 4). В колонке АСВ-1450 планктонные фораминиферы почти не подверглись растворению, за исключением интервала 276–440 см. На основании палеотемпературной кривой она разделена нами на 6 горизонтов.

Ниже 440 см планктонные фораминиферы представлены в основном субтропическими видами, комплекс которых соответствует температуре поверхностной воды около 21°C, что возможно, указывает на межледниковую МИС 5. Здесь обнаружен переотложенный нижнечетвертичный планктонный вид *Globorotalia crassaformis* viola [16]. На горизонте 466–470 см найден небольшой терригенный обломок. Среди бентосных фораминифер доминируют *Oridorsalis umbonatus* и *Globocassidulina subglobosa* (примерно по 30%).

Горизонт 440–150 см с высокой долей бореальных видов планктонных фораминифер, указывающих на понижение температуры поверхностной воды до 17–19°C, можно разделить на два подгоризонта – 440–360 см, где из-за сильного растворения температуру невозможно рассчитать и выше 360 см с более слабым растворением. Вероятно, весь горизонт

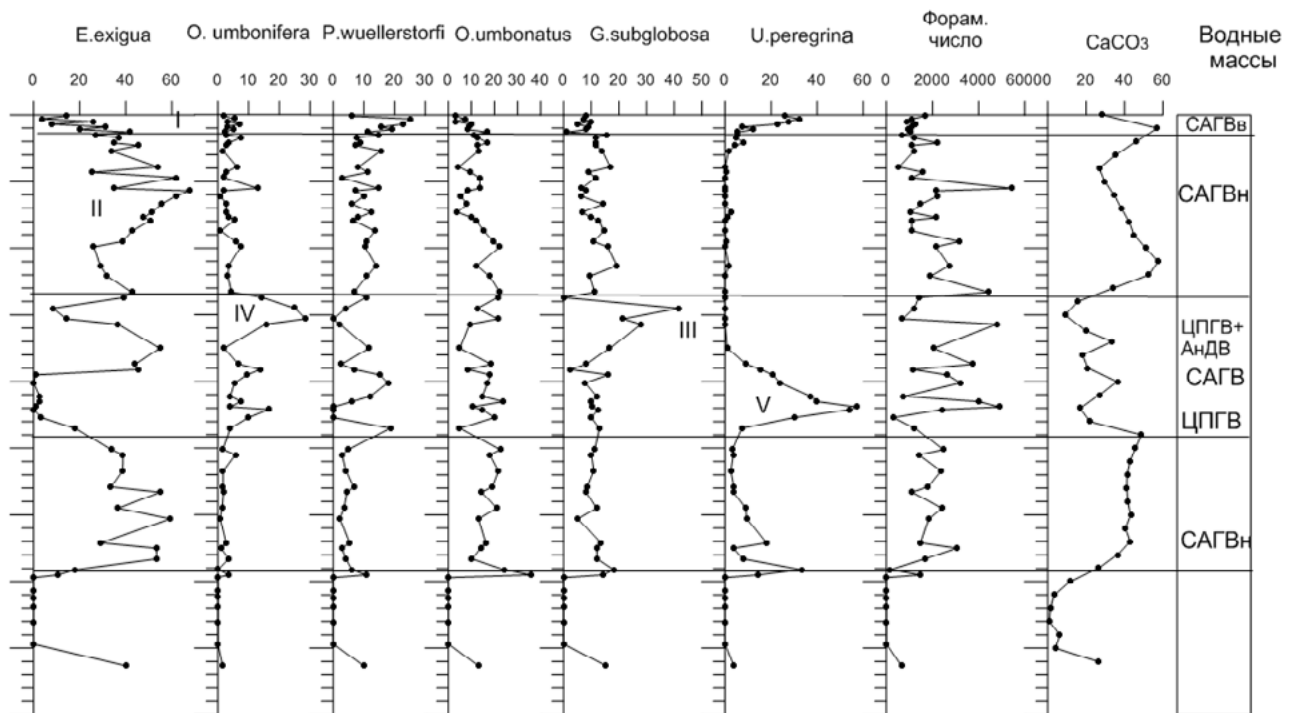


Рис. 4. Распределение доминирующих видов бентосных фораминифер (%) и водные массы в колонке АСВ-1450.

был накоплен в МИС 4. В нижнем подгоризонте доминирует *Epistominella exigua* (до 30%), в верхнем подгоризонте — *Epistominella exigua* (до 25%), *Oridorsalis umbonatus* (около 20%) и выше 250 см — *Globocassidulina subglobosa* (до 30%). На уровне 300 см доминирует *Uvigerina peregrina* (до 40%), пик которой, как нам кажется, совпадает с аналогичным пиком в колонке АИ-1054. Возможно, это одновозрастные события (на рисунках 3 и 4 — совпадение V).

Горизонт 150–90 см накапливался при температуре поверхностной воды около 21°C, а горизонт 90–40 см — при 18°C, что, вероятно отражает условия МИС 3 и МИС 2. Здесь доминируют *Epistominella exigua* и *Globocassidulina subglobosa* (по 20–30%).

Верхние 40 см отлагались при современной температуре поверхностной воды на южной окраине субтропического круговорота — 20°C, и, этот горизонт, скорее всего, соответствует МИС 1. Здесь, как и в двух предыдущих колонках, значение *Epistominella exigua* резко снижается до 10% (совпадение I на рисунках 2, 3 и 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании стратиграфического расчленения изученных колонок, степени сохранности планктонных фораминифер и изменения комплексов бентосных фораминифер появилась возможность реконструировать глубинную

циркуляцию водных масс в районе канала Хантер в позднем плейстоцене и уточнить современную ситуацию.

В западной части канала Хантер (колонка АИ-1057), в конце последнего межледникового периода (МИС 5) вероятно происходило усиление контурных течений, размывавших левый борт канала, о чем говорит присутствие раннеплиоценовых — раннеплейстоценовых видов планктонных фораминифер в межледниковых осадках. Судя по высокому значению *Osangularia umbonifera*, можно было бы предположить, что это происходило за счет увеличения потока АндВ. Однако в то же время в канале Вима скорости придонных течений во время последнего межледникового не существенно отличались от современных, АндВ располагалась немного глубже, чем сегодня, и ее объемы были меньше, чем в голоцене [30]. Существенное снижение значения *Osangularia umbonifera* в МИС 5 на выходе из канала Вима на глубине 3905 м также показывает, что в последнее межледниковое время поток АндВ через канал Вима не увеличивался, а снижался [3]. Кроме того, за счет сил трения АндВ в каналах Вима и Хантер прижимается к восточному — правому борту канала по ходу потока [9, 51]. Следовательно, размывание левого борта происходило все же за счет усиления потока верхней САГВ, на что указывает значительное присутствие *Planulina wuellerstorfi* в комплексе бентосных фораминифер.

Слишком редкие бентосные фораминиферы в МИС 4 и МИС 3 в колонке АИ-1057 не позволяют сделать определенного вывода о типе водной массы в придонном слое западной части канала Хантер. В восточной части канала (колонка АИ-1054) в начале последнего оледенения (МИС 4), как показывает доминирование *Epistominella exigua*, была распространена нижняя САГВ. В начале межстадиала (МИС 3), судя по преобладанию *Uvigerina peregrina*, сюда поступала ЦПГВ, в середине межстадиала — нижняя САГВ, а в конце — АНДВ.

Зато доминирование *Epistominella exigua* в конце последнего оледенения (МИС 2) в обеих колонках однозначно говорит об активном поступлении пришедшей с севера нижней САГВ, которая широким потоком текла через канал Хантер в Аргентинскую котловину. Формирование этой воды в ледниковое время происходило в более низких широтах Северной Атлантики, чем в голоцене из-за ледового покрова выше 40° с.ш. Вероятно, в связи с этим она в больших объемах могла достигать Южной Атлантики. Кроме того, из-за оледенения в Южном полушарии антарктический шельф также покрывался льдами, в результате чего происходило сильное сокращение формирования АНДВ. Об этом писал еще в 1968 г. P. Weyl [51]. Такого же мнения придерживался D. Schnitker [43], по данным которого в Северо-Американской котловине 18 тыс. л. н. вместо *Osangularia umbonifera* — индикатора АНДВ — преобладали увигерины и *Epistominella exigua*. В ледниковое время АНДВ распространялась лишь до 22° с.ш., а не до 40° с.ш., как в голоцене.

Наши предыдущие исследования также подтверждают предположения о сокращении объемов АНДВ, поступающих в Атлантический океан во время последнего оледенения. В настоящее время в Северо-Американской котловине АНДВ занимает глубины ниже 3800 м, а 18 тыс. л. н. ее верхняя граница опускалась до 4800 м, и над ней находилась бедная кислородом так называемая «увигериновая» вода [8]. В Канарской котловине наиболее концентрированная АНДВ располагается сейчас примерно ниже 4700 м. И хотя во время последнего оледенения она оставалась примерно на тех же глубинах, она была сильно трансформирована нижней САГВ, особенно в восточной части Канарской котловины [7].

Таким образом, наши результаты противоречат выводам M. Ledbetter [31], который считал,

что средняя скорость течения на глубинах распространения САГВ в канале Вима в МИС 2 падала наполовину современной скорости: иными словами, поступление САГВ в Южную Атлантику, по его мнению, сокращалось.

В послеледниковое время (МИС 1) поступление нижней САГВ в канал Хантер резко сократилось, ее сменила верхняя САГВ, формирование которой в Северной Атлантике началось в конце последнего оледенения. Индикатором верхней САГВ является в изученных нами колонках *Planulina wuellerstorfi*.

При подходе к каналу Хантер со стороны Аргентинской котловины на глубинах около 4100 м (колонка АСВ-1450) в позднем плейстоцене, судя по преобладанию *Epistominella exigua*, *Oridorsalis umbonatus*, *Globocassidulina subglobosa*, периодическому доминированию *Uvigerina peregrina* и *Pullenia bulloides*, находилась смешанная водная масса, представленная нижней САГВ и ЦПГВ. Антарктической донной воды здесь даже не было и следа, учитывая почти полное отсутствие *Osangularia umbonifera*.

В западной части канала Хантер на глубинах около 4100 м (колонка АИ-1057) в позднем плейстоцене трижды располагался фораминиферовый лизоклин, который совпадал с особенно низкой температурой поверхностной воды. У восточного борта канала Вима уровни растворения также совпадают с понижением температуры поверхностной воды и связаны, по мнению авторов [2], с повышением уровня АНДВ в холодные периоды. Однако, как показано выше, в эти периоды поступление АНДВ в Атлантику снижалось.

Восточная часть канала Хантер с глубинами около 4370 м (колонка АИ-1054) находилась в зоне фораминиферового лизоклина постоянно в позднем плейстоцене и голоцене. Однако значение *Osangularia umbonifera* почти во всем разрезе не превышает 5%, что однозначно говорит об отсутствии здесь АНДВ.

На подходе к каналу Хантер с южной стороны на глубине колонки АСВ-1450 растворения карбонатного вещества большую часть позднего плейстоцена не происходило.

Сравнение позднеплейстоценовых комплексов планктонных фораминифер в двух колонках из канала Хантер показало, что более интенсивное растворение карбоната кальция происходило и происходит в восточной части канала. Изучение 25 колонок донных осадков с юго-западного фланга поднятия Риу-Гранди с глубин от 1500 до 4500 м [49] показало, что

сохранность карбонатов на всем глубинном разрезе всегда лучше во время межледниковий и хуже в ледниковые периоды. Однако положение фораминиферового лизоклина за последние 140 000 лет, по мнению авторов, остается относительно постоянным. Отсутствие его вертикального перемещения в позднем плейстоцене позволяет предположить, что значительных изменений в положении водных масс, текущих через канал Вима, в это время не было. Тем не менее, повсеместная плохая сохранность карбонатов во время оледенений показывает, что ледниковые аналоги САГВ были более агрессивны к карбонатам, чем в настоящее время. И другие авторы [2, 28] отмечали, что максимальные растворения карбонатов связаны с ледниковыми периодами. Однако в ледниковых осадках не встречаются антарктические организмы, в частности диатомеи, что еще раз говорит о том, что растворение связано не с АнДВ, а с САГВ [27].

Было высказано два предположения по поводу усиления растворения карбоната кальция в регионе во время планетарных похолоданий. Одни авторы считают, что в ледниковые периоды наиболее холодная североатлантическая глубинная вода в районе поднятия Риу-Гранди становится коррозионной по отношению к карбонату кальция [24, 28, 45]. Другие авторы [49] вообще предполагают, что повсеместное усиление растворения карбонатов во время оледенения может быть просто связано со стагнацией глубинного и донного потока через регион Риу-Гранди.

ВЫВОДЫ

На основании изучения планктонных фораминифер и степени сохранности их раковин в трех седиментационных колонках из канала Хантер (поднятие Риу-Гранди) и с северной части Аргентинской котловины с большой долей вероятности были выделены 4 последние изотопные стадии (МИС 4 – МИС 1).

Смена комплексов бентосных фораминифер в этих колонках позволила реконструировать глубоководную динамику водных масс на разных этапах позднего плейстоцена и в голоцене.

В настоящее время через канал Хантер на север перемещается совсем небольшой объем антарктической донной воды по сравнению с потоком через канал Вима. Канал в основном является проходом для верхней североатлантической глубинной воды, текущей с севера на юг.

В результате значительного сокращения объема антарктической донной воды и формирования нижней североатлантической глубинной воды в более низких широтах Северной Атлантики в конце последнего оледенения (МИС 2) через канал Хантер из Бразильской котловины в Аргентинскую поступал широкий поток североатлантической воды.

В межстадиале последнего оледенения (МИС 3) в канале Хантер находились разные водные массы – циркумполярная и североатлантическая глубинные водные массы и периодически – антарктическая донная вода.

В начале последнего оледенения (МИС 4) североатлантическая глубинная вода поступала в Бразильскую котловину в основном через восточную часть канала Хантер.

Таким образом, в позднеплейстоценовое время, наиболее вероятно охватывающее в наших исследованиях 4 последние изотопные стадии, в самом канале Хантер и на подступах к нему со стороны Аргентинской котловины антарктической донной воды почти не было.

Растворение карбонатов происходит и происходило в позднем плейстоцене преимущественно в восточной части канала Хантер из-за того, что именно там – с севера на юг – проходит наиболее холодная североатлантическая глубинная вода, которая становится агрессивной к карбонату кальция.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бараш М.С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
2. *Бараш М.С., Блюм Н.С., Оськина Н.С.* Четвертичные палеотемпературы и некоторые черты осадконакопления в районе поднятия Риу-Гранди // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 4. С. 928–931.
3. *Дмитренко О.Б., Лукашина Н.П., Оськина Н.С.* Позднечетвертичная биостратиграфия и палеоокеанология донных осадков колонки АСВ-17-1447 Юго-Западной Атлантики по микрофоссилиям // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 270–281.
4. *Лисицын А.П.* Зональность природной среды и осадкообразование в океанах. Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5–45.
5. *Лукашина Н.П.* Закономерности распределения бентосных фораминифер в Северной Атлантике // Океанология. 1988. Т. 28. № 4. С. 632–638.

6. Лукашина Н.П. Современное растворение карбонатного вещества в тропической Атлантике по данным фораминифероанализа // Океанология. 1991. Т. 32. № 3. С. 550–556.
7. Лукашина Н.П. Позднечетвертичная абиссальная циркуляция вод в Канарской котловине по данным изучения бентосных фораминифер // Океанология. 1992. Т. 32. № 2. С. 326–336.
8. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современного глобального термогалинного конвейера по данным изучения фораминифер. М.: Научный мир, 2008. 287 с.
9. Морозов Е.Г., Демидова Т.А., Ланно С.С. и др. Распространение Антарктической донной воды через проход Вима // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 402–405.
10. Степанов В.Н. Океаносфера М.: Мысль, 1983. 270 с.
11. Altenbach, A. V., Pflauman U., Schiebel R. et al. Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon // J. of Foramin. Res. 1999. V. 29. № 3. P. 173–185.
12. Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S. Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures by means of planktonic foraminifera Sites 515 and 518 DSDP Leg 72. // Initial Reports of DSDP /Eds. Barker P.F. et al. 1983. Leg. 72. P. 849–869.
13. Berger W.H. Selective solution and paleoclimatic interpretation // Deep-Sea Res. 1968. V. 15. P. 31–43.
14. Berger W.H. Paleooceanography: the deep-sea record // The Oceanic Lithosphere. The Sea / Eds. Emiliani et al. 1981. V. 7. P. 1437–1519.
15. Berggren, W.A., Hamilton, N., Johnson, D.A. et al. Magnetobiostratigraphy of Deep-Sea Drilling Project Leg 72, sites 515–518, Rio Grande Rise (South Atlantic) // Initial Reports of DSDP /Eds. Barker P.F. et al. 1983. Leg 72. P. 939–948.
16. Bylinskaya M.E. Range and stratigraphic significance of the *Globorotalia crassaformis* plexus // J. of Iberian Geology. 2004. V. 31. P. 51–63.
17. Christopher W., Smart C.W. Abyssal NE Atlantic benthic foraminifera during the last 15 kyr: Relation to variations in seasonality of productivity // Mar. Micropal. 2008. V. 69. P. 193–211.
18. Corliss B.H., Anthony E. Rathburn A.E. Pore characteristics of deep-sea benthic foraminifera and linkage to oxygen levels. CD-ROM Produced by X-CD Technologies 33. Geol. Kongress, Oslo. 2008.
19. De S., Gupta A. K. Deep-Sea faunal provinces and their inferred environments in the Indian Ocean based on distribution of recent benthic foraminifera // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2010. V. 291. P. 429–442.
20. Fariduddin M., Loubere P. The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean // Mar. Micropal. 1997. V. 32. P. 289–310.
21. Fontanier C., Jorissen F. J., Chaillou G. et al. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay // Deep-Sea Res. 2003. Part I. V. 50. № 4. P. 457–494.
22. Garzoli S.L., Matano R. The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation // Deep-Sea Res. 2011. P. II. V. 58. P. 1837–1847.
23. Gudmundsson G. Distributional limits of *Pyrgo* species at the biogeographic boundaries of the Arctic and the North-Atlantic Boreal regions // J. of Foramin. Res. 1998. V. 28. № 3. P. 240–256.
24. Hogg N. Biscaye P., Gardner W., Schmitz, W.J. On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel // J. of Mar. Res. 1982. V. 40. (Suppl.). P. 231–263.
25. Hodell D.F., Kennett J.P. Climatically induced changes in vertical water masses structure of the Vema Channel during the Pliocene: evidence from Deep-Sea Drilling Project holes 516 A, 517 and 518 // Initial Reports of DSDP/ Eds. Barker P.F. et al. 1983. V. 72. P. 907–919.
26. Johnson D.A. The Vema Channel: Physiography, structure, and sediment - current interactions // Mar. Geol. 1984. V. 58. (1/2). P. 1–34.
27. Johnson D.A., Ledbetter V., Burckle L. Vema Channel paleoceanography dissolution cycles and episodic bottom water flow // Mar. Geol. 1977. V. 23. P. 1–33.
28. Johnson D., McDowell S.E., Sulhvan L.G., Biscaye P.E. Abyssal hydrography, nephelometry, currents, and benthic boundary layer structure in the Vema Channel // J. of Geophys. Res. 1976. V. 8. № 1. P. 5771–5786.
29. Jones G.A., Johnson D.A., Curry W.B. High-resolution stratigraphy in late Pleistocene/Holocene sediments of the Vema Channel // Mar. Geol. 1984. V. 58 (1/2). P. 59–87.
30. Ledbetter M.T. Bottom-current speed in the Vema Channel recorded by particle size of sediment fine-fraction // Mar. Geol. 1984. V. 58. I. 1–2. P. 137–149.
31. Ledbetter M.T. A late Pleistocene time-series of bottom-current speed in the Vema channel // Palaeogeography, - climatology, - ecology. 1986. V. 53. № 1. P. 97–105.
32. Linke P., Lutze G.F. Microhabitat preferences of benthic foraminifera a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? // Mar. Micropal. 1993. V. 20. № 3–4. P. 215–234.
33. Lohman G.P. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the Western South Atlantic Ocean // J. of Foramin. Res. 1978. V. 8. № 1. P. 6–34.
34. Lutze G.F., Coulbourn W.T. Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: Community structure and distribution // Mar. Micropal. 1984. V. 8. № 5. P. 361–401.
35. Mackensen A., Fütterer D.K., Grobe H., Schmiedt G. Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S: Distribution, ecology and fossilization potential // Mar. Micropal. 1993. V. 22. P. 33–69.

36. *Mackensen A., Schmiedl G., Harloff J., Giese M.* Deep-Sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation // *Micropaleontol.* 1995. V. 41. № 4. P. 342–358.
37. *Mead G.A.* Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the southwest Atlantic // *Micropaleontol.* 1985. V. 31. № 3. P. 221–248.
38. *Morigi C., Jorissen F.J., Gervais A. et al.* Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off NW Africa: Relationship with organic flux to the ocean floor // *J. of Foram. Res.* 2001. V. 31. P. 350–368.
39. *Morozov E.G., Tarakanov R.Y.* The flow of Antarctic Bottom Water from the Vema Channel to the Brazil basin // *Dokl. Earth Sci.* 2014. V. 456 (1). P. 598–601.
40. *Murgese D.S., De Deckker P.* The distribution of deep-sea benthic foraminifera in core tops from the eastern Indian Ocean // *Mar. Micropal.* 2005. V. 56. P. 25–49.
41. *Peterson L.C., Lohman G.P.* Major change in Atlantic deep and bottom waters 700000 years ago: benthonic foraminiferal evidence from the South Atlantic // *Quat. Res.* 1982. V. 17. P. 26–38.
42. *Peterson R.G., Stramma L.* Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean // *Prog. Oceanogr.* 1991. V. 26. P. 1–73.
43. *Schnitker D.* Quaternary deep-sea benthic foraminifera and bottom water masses // *Annual Rev. Earth and Planet. Sci.* 1980. V. 8. P. 343–379.
44. *Smart, C.W., Gooday, A.J.* Recent benthic foraminifera in the abyssal northeast Atlantic Ocean: relation to phytodetrital inputs // *J. of Foram. Res.* 1997. V. 27. P. 85–92.
45. *Speer K., Zenk W., Siedler G. et al.* First resolution of flow through the Hunter Channel in the South Atlantic // *Earth and Planetary Sci. Letters.* 1992. V. 113. P. 287–292.
46. *Speer K., Zenk W.* The Flow of Antarctic Bottom Water into the Brazil Basin // *J. of physical oceanogr.* 1993. V. 23. P. 2667–2682.
47. *Streeter S.S.* Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic – glacial-interglacial contrasts // *Quat. Res.* 1973. V. 3. P. 131–141.
48. *Sun X., Corliss B. H., Brown C. W., Showers W. J.* The effect of primary productivity and seasonality on the distribution of deep-sea benthic foraminifera in the North Atlantic // *Deep –Sea Res.* 2006. P. I. V. 53. P. 28–47.
49. *Tappa E., Thunell R.* Late Pleistocene glacial/interglacial changes in planktonic foraminiferal biofacies and carbonate dissolution patterns in the Vema Channel // *Marine Geology.* 1984. V. 58. I. P. 101–122.
50. *Thomas E., Booth L., Maslin M., Shackleton N.J.* Northeastern Atlantic benthic foraminifera during the last 45000 years: changes in productivity seen from the bottom up // *Paleoceanography.* 1995. V. 10. P. 545–562.
51. *Zenk W., Morozov E.* Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel // *Geophys. Res. Letters.* 2007. V. 34. P.1–5.
52. *Weyl P. K.* The role of oceans in climatic changes: a theory of the Ice Ages // *Meteor. Monographs.* 1968. V. 8 (30). P. 37–62.

Deep Water Circulation in the Hunter Channel (Southwest Atlantic) in a Late Pleistocene and Holocene by Benthonic Foraminifera

© 2019 N. P. Lukashina

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: lukashinanp@mail.ru

Received November 29, 2016

After revision February 8, 2017

Was reconstructed deep-sea water circulation near the Hunter Channel (Rio Grande Rise – South-West Atlantic) in a late Pleistocene and Holocene (MIS 4-MIS 1) by benthonic foraminifera. Was studied three cores of bottom sediment. Now moves the upper North Atlantic deep water (NADW) through the Hunter Channel from the North to the South. The lower NADW in the same direction came in MIS 2 and in MIS 4. There was the lower Circumpolar deep water (CPDW), NADW and Antarctic bottom water (AnBW) in MIS 3 periodically. CPDW prevail in a near bottom layer and in Holocene and in the late Pleistocene before the Hunter Channel sidewise the Argentine Basin. So in the Hunter Channel and on the way to it from south side for all studied period AnBW was almost not. Dissolution of carbonates during the Holocene happens in the deepest east part of the Hunter Channel. In Ice Ages processes of dissolution amplified and affected east part of the channel. Dissolution happen and happened not at the expense of AnBW, and at the expense of NADW which becomes there aggressive in relation to a calcium carbonate.

Keywords: benthonic foraminifera, Hunter Channel, deep-sea water, late pleistocene, holocene