

ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АВСТРАЛИИ

© 2019 г. М. А. Левитан^{а,*}, Т. А. Антонова^а, А. В. Кольцова^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
Россия, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19
*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 20.04.2018 г.

После доработки 22.05.2018 г.

Принята к публикации 05.06.2018 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена австралийских морей. Обсчет соответствующих карт и схем изопакит объемным методом А. Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Выявлено доминирование карбонатных отложений над другими группами осадков. В неоплейстоцене карбонатные планктоногенные осадки и литогенные отложения накапливались интенсивнее, чем в эоплейстоцене.

Ключевые слова: донные осадки, Коралловое море, Тасманово море, Большой Барьерный риф, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, объемы и массы сухого осадочного вещества, массы осадков в единицу времени, карбонатные осадки

DOI: 10.31857/S0016-7525646634-643

Настоящая статья продолжает цикл наших работ по плейстоценовым отложениям подводных окраин Мирового океана (Левитан и др., 2018а,б,в). В упомянутых публикациях подробно описана методика работ и отмечено, что они базируются главным образом на результатах глубоководного бурения. Повторим, что в этом цикле мы рассматриваем раздельно неоплейстоцен, т.е. средний и поздний плейстоцен (0.01–0.80 млн лет), и эоплейстоцен или ранний плейстоцен (0.80–1.80 млн лет по «старой» шкале) (Gradstein et al., 2004).

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

В данной статье рассматривается акватория, расположенная между Австралией, Новой Гвинеей, Новыми Гебридами, Новой Каледонией и Новой Зеландией. В основном сюда входят два бассейна: моря Коралловое и Тасманово. Для обоих морей характерны очень узкие шельфы, несколько расширяющиеся только на окраине северо-восточной Австралии.

Коралловое море расположено между Австралией, Новой Гвинеей и Новой Каледони-

ей. Оно имеет площадь 4791 тыс. км², объем 11 470 тыс. км³, среднюю глубину 2394 м (Залогин, Косарев, 1999). Средняя температура в феврале составляет 24°C, а в августе – 16°C. Соленость доходит до 35.5‰. В целом море находится в тропическом поясе и содержит огромное количество коралловых островов. Своими размерами выделяется Большой Барьерный риф (площадь 344 400 км², длина 2300 км, состоит из 2900 отдельных рифов и 900 островов). На севере он отделен от Австралии лагуной шириной несколько км, а на юге расстояние до берега возрастает до 150 км.

В рельефе дна хорошо выражены котловины: Новогвинейская (глубина более 4000 м), Новокаледонская, Новогбридская (с глубинами порядка 2000–3000 м) (рис. 1). В центре южной части моря выделяется подводная возвышенность Лорд Хау, имеющая субмеридиональное простирание (www.about-planet.ru); имеются и более мелкие подводные плато и поднятия (Квинсленд, Луизиана и др.).

Тасманово море расположено южнее 30° ю.ш., его площадь составляет 3300 тыс. км², средняя глубина – 3285 м. С севера на юг его протяженность

составляет около 2800 км. Оно расположено в трех климатических поясах (с севера на юг) – тропическом, субтропическом и умеренном. Среднегодовые температуры составляют 9–15°C на юге и 23–27°C на севере (www.geographyofrussia.com). Соленость достигает 35.0–35.5‰. В рельефе дна выделяются огромная Тасманова (Восточно-Ав-

стралийская) глубоководная котловина с глубинами, превышающими 4000 м, южная часть возвышенности Лорд Хау и ряд небольших плато (Восточно-Тасманово, Южно-Тасманово, Ново-зеландское), а также хребет Маккуори (рис. 1).

Циркуляция вод в Австралийских морях (рис. 1) определяется проникновением Южного пассатного течения из Тихого океана и его раздвоением около окраины Австралии на два основных течения: направленного на север Северо-Кливлендского и направленного на юг (вплоть до о. Тасмания) Восточно-Австралийского с расходом около 30 Св (1 Св – 1 Свердруп – равен 1 млн м³ в секунду) и проникновением на глубину до 500 м (Суховой, Рубан, 2011). Ширина последнего достигает 100–200 км, а скорость течения – 40–50 см/с. На юге Тасманова моря существует Тасманов гидрологический фронт, отделяющий северную часть моря от южной, находящейся под определенным воздействием мощного холодного течения Западных Ветров (Циркумантарктического течения).

Поставка терригенного материала довольно заметна только в экваториально-тропической зоне, где осуществляется в основном реками с Новой Гвинеи и Новой Каледонии. Огромная площадь Австралии, как известно, занята пустынями, поэтому определенную роль играет поставка терригенного материала эоловым путем. Указанные выше вдольбереговые течения ограничивают перенос материала абразии берегов Австралии в пелагическом направлении.

По первичной продукции рассматриваемая акватория к югу от тропиков относится к олиготрофным областям (Hassler et al., 2014), а севернее она заметно возрастает. Совершенно особенная тема – первичная продукция в экологических системах коралловых рифов и скорости роста кораллов. По данным Ю.И. Сорокина (1990), автотрофная синтетическая продукция составляет здесь 5–20 г С/м²/сутки. Для сравнения, в самых продуктивных районах Мирового океана (в апвеллингах) лишь периодически ее величина достигает 2–5 г С/м²/сутки. Скорости роста кораллов в голоцене составляют от 0.6 до 6.0 м/тыс. лет (Сорокин, 1990), в то время как скорости седиментации фораминиферовых илов в этих же регионах равны 1.0–3.2 см/тыс. лет. Таким образом, в рифовых системах за одинаковый период времени продуцируется на два порядка больше карбоната кальция, чем накапливается в планктоногенных карбонатных илах на той же площади.

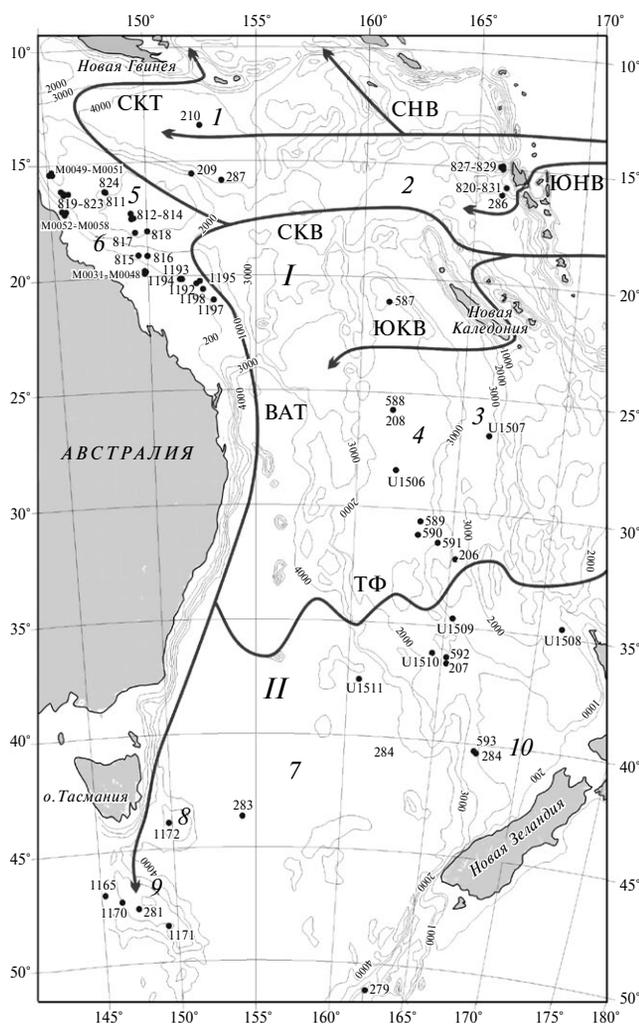


Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения в австралийских морях. Условные обозначения: *I* – Коралловое море; *II* – Тасманово море; 1 – Новогвинейская котловина; 2 – Новогвинеидская котловина; 3 – Новокаледонская котловина; 4 – подводная возвышенность Лорд Хау; 5 – плато Квинсленд; 6 – Большой Барьерный риф; 7 – Восточно-Австралийская глубоководная котловина; 8 – Восточно-Тасманово плато; 9 – Южно-Тасманово плато; 10 – Новозеландское плато. Поверхностные течения (Суховой, Рубан, 2011): ЮНВ – Южно-Новогвинейская ветвь; СНВ – Северная Новогвинейская ветвь; СКТ – Северо-Кливлендское течение; СКВ – Северо-Каледонская ветвь; ЮКВ – Южно-Каледонская ветвь; ВАТ – Восточно-Австралийское течение; ТФ – Тасманов фронт. Изобаты даны в м (www.gebco.org).

Поверхностный слой осадков (Маккой и др., 2003) развит в нескольких основных литолого-фациальных зонах: на большей части дна аккумулируются планктоногенные карбонатные илы, при этом в Коралловом море в данной зоне возвышается множество коралловых островов. Новогвинейская котловина устилается продуктами эрозии пород Новой Гвинеи, Новокаледонская и Новогвинеидская котловины получают материал денудации соответствующих островов. Дно Тасмановой глубоководной котловины выстлано пелагическими глинами. На широте сочленения Северного и Южного островов Новой Зеландии на шельфе развиты гемипелагические глины (Kroeger et al., 2017). Наконец, как уже отмечалось, именно в Коралловом море присутствует самый большой в мире барьерный риф – Большой Барьерный риф.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В австралийских морях осуществлено несколько рейсов глубоководного бурения, накоплен большой объем океанологических и геофизических данных, имеются материалы бурения на отдельных островах. Тем не менее, насколько нам известно, отсутствуют литолого-фациальные карты плейстоценовых отложений, что мешает установлению трендов в истории четвертичного осадконакопления. В данном исследовании мы пытаемся «закрыть» это белое пятно.

На рис. 1 показано расположение скважин глубоководного бурения в рассматриваемой акватории на основе батиметрической схемы, базирующейся на карте ГЕБКО (www.gebco.org, 2004). Эти скважины были пробурены в ходе следующих рейсов: DSDP21 (Burns et al., 1973), 29 (Kennett et al., 1974), 30 (Andrews et al., 1975), 90 (Kennett et al., 1986); ODP 133 (McKenzie et al., 1990), 134 (Green et al., 1991), 189 (Exon et al., 2001), 194 (Isern et al., 2002); IODP 325 (Webster et al., 2010), 371 (Sutherland et al., 2018). К сожалению, большинство из них сосредоточены на северо-западе рассматриваемой акватории. Густота сети скважин на севере или юго-западе региона оставляет желать лучшего. Соответственно, обоснованность картографических обобщений и основанных на них подсчетах сильно зависит от района исследования.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Литолого-фациальные карты в масштабе 1:20 000 000, а также схемы изопахит для неоплейстоцена нами составлены в равновели-

кой поперечной азимутальной проекции. Судя по соответствующим литолого-фациальной карте и схеме изопахит (рис. 2, 3), объем осадочного чехла на уровне неоплейстоцена составляет 310.8 тыс. км³. По мере уменьшения площадей распространения развиты фораминиферовые (нанофораминиферовые, фораминиферо-кокколитовые) илы (3989.6 тыс. км²) на поднятии Лорд Хау и других подводных возвышенностях и хребтах; пелагические глины Тасмановой котловины (2405.3 тыс. км²); кокколитовые илы (1391.2 тыс. км²), окаймляющие зоны развития фораминиферовых илов батиметрически ниже

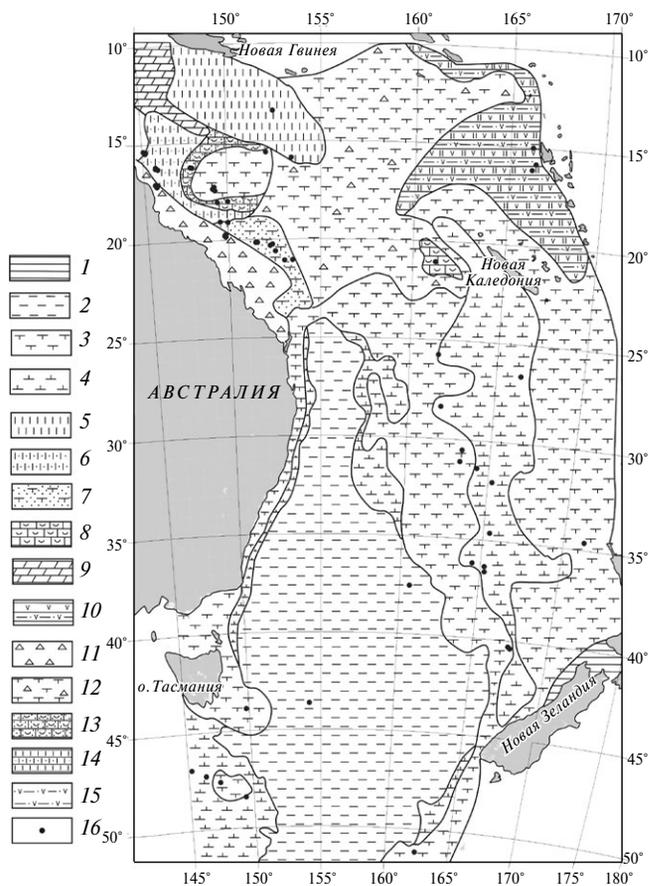


Рис. 2. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений. Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – пелагические глины; 3 – фораминиферовые илы; 4 – кокколитовые илы; 5 – терригенные турбидиты; 6 – карбонатные турбидиты; 7 – фораминиферовые пески; 8 – биокласти; 9 – слабокарбонатные гемипелагические глины; 10 – переслаивание вулканогенных алевроитов и вулканогенных турбидитов; 11 – коралловый риф; 12 – участки дна, покрытые фораминиферовыми илами, между коралловых островов; 13 – микроиты; 14 – переслаивание терригенных турбидитов, карбонатных турбидитов и слабокарбонатных глин; 15 – вулканогенные алевроиты; 16 – скважины глубоководного бурения.

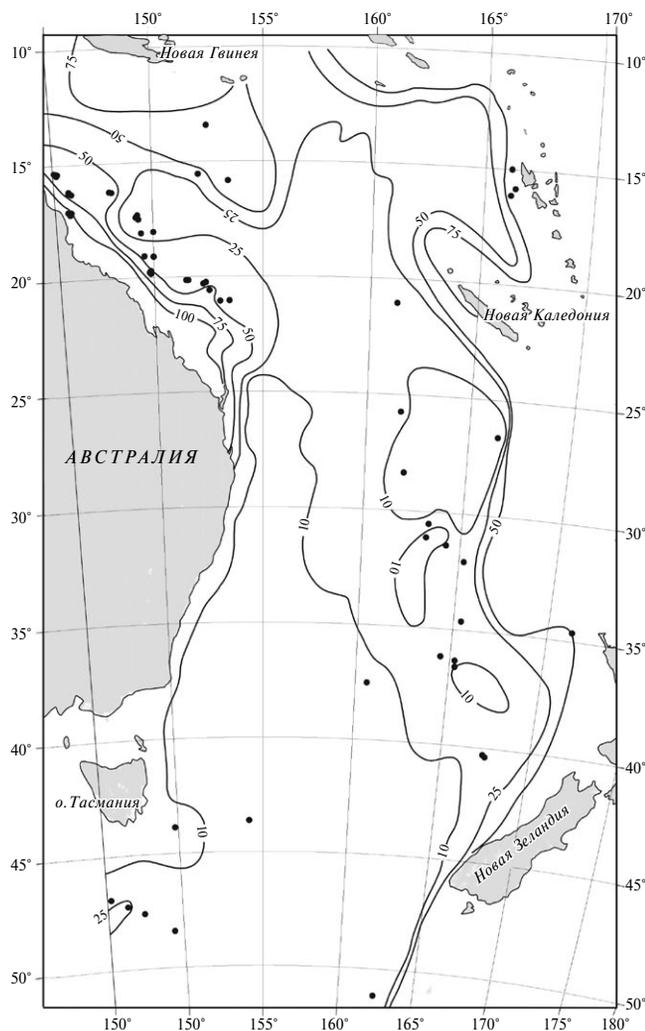


Рис. 3. Схема изопакит неоплейстоценовых отложений (в м).

и в областях низкой первичной продукции южнее 20° ю.ш.; переслаивающиеся вулканогенные алевриты и вулканогенные турбидиты Новогвинейской котловины (535.1 тыс. км²); терригенные турбидиты, заполняющие Новогвинейскую котловину (335.6 тыс. км²); коралловые образования рифовой природы (204.7 тыс. км²); карбонатные турбидиты на мористых склонах Большого Барьерного рифа (129.9 тыс. км²) и другие осадки (рис. 2, табл. 1). Необходимо отметить, что располагающиеся на севере Кораллового моря участки развития фораминиферовых илов часто перемежаются с коралловыми островами, что создает трудности при определении мощностей.

Оценка мощности неоплейстоценовых кораллов Большого Барьерного рифа и зоны его лагуны представляет собой пока нерешенную задачу. В отличие от других типов осадков, пройденных полностью скважинами глубоководного бурения, для данного геологического тела существуют лишь не очень четкие данные по буровой скважине на небольшом островке в его южной части, согласно которым на глубине 400 м найдены кораллы возрастом примерно 400 тыс. лет (Сорокин, 1990). Учитывая огромные изменения в течение неоплейстоцена, которые испытывали такие параметры, как уровень Мирового океана; температура, соленость и мутность поверхностных вод; поставка питательных веществ, о мощности крупных рифовых построек и их комплексов можно говорить только сугубо предположительно. Вероятно, речь идет как минимум о нескольких сотнях метров.

Таблица 1. Площади (S, тыс. км²) и объемы (V, тыс. км³) основных типов донных осадков в неоплейстоцене и эоплейстоцене

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	S	V	S	V
Гемипелагические глины	54.0	3.4	69.6	2.6
Пелагические глины	2405.3	14.6	2408.4	12.0
Фораминиферовые илы	3989.6	146.9	3764.9	89.7
Наноилы	1391.2	28.3	1354.0	28.3
Слабокарбонатные глины	95.6	6.5	235.9	3.8
Фораминиферовый песок	108.0	5.5	153.9	5.3
Терригенные турбидиты	335.6	24.4	331.4	6.1
Карбонатные турбидиты	129.9	6.8	206.7	10.7
Кораллы	204.7	41.4	208.8	46.7
Микриты	47.8	1.8	135.1	5.1
Ракуша	39.5	0.7	0	0
Вулканогенные алевриты	535.1	18.8	394.8	11.8
Вулканогенные турбидиты	535.1	12.5	0	0

Если не учитывать названную проблему, изопахиты располагаются вполне понятным образом (рис. 3). Минимальные величины (менее 10 м) свойственны пелагическим глинам и кокколитовым илам. Явно видна циркумконтинентальная зональность с возрастанием мощностей к Австралии и крупным островам. Наибольшие мощности (помимо упоминавшихся коралловых образований) свойственны турбидитовым комплексам различного состава и составляют 50–75 м.

По уменьшающейся доле от общего объема осадочных образований неоплейстоцена (табл. 1) ряд осадков выглядит следующим образом: фораминиферовые илы (47.9%), кораллы (13.2%), кокколитовые илы (8.8%), терригенные турбидиты (7.8%), вулканогенные алевриты (6.0%), пелагические глины (4.7%), вулканогенные турбидиты (4.0%), карбонатные турбидиты (2.2%), слабокарбонатные глины

(2.1%), фораминиферовый песок (1.8%), гемипелагические глины (1.1%), микриты (0.6%), ракуша (0.2%).

В эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом фациальная организация изменилась незначительно (рис. 4): на северо-западе появились области переслаивания терригенных и карбонатных турбидитов, слабокарбонатных глин и карбонатных турбидитов; практически исчезли вулканогенные турбидиты и области развития ракуши. Общий объем осадочных отложений – 222.1 тыс. км³ (табл. 2). Необходимо отметить, что общий объем донных осадков в эоплейстоцене был существенно меньшим, чем в неоплейстоцене. По мере уменьшения площадей развития располагаются фораминиферовые (нанофораминиферовые, фораминиферово-кокколитовые) илы (3764.9 тыс. км²) на поднятии Лорд Хау и других подводных возвышенностях и хребтах; пелагические глины Тасмановой котловины (2408.4 тыс. км²); кокколитовые илы (1354.0 тыс. км²), окаймляющие зоны развития фораминиферовых илов батиметрически ниже и в областях низкой первичной продукции южнее 20° ю.ш.; вулканогенные алевриты Новогвинеидской котловины (394.8 тыс. км²); терригенные турбидиты, заполняющие Новогвинеидскую котловину (268.1 тыс. км²); коралловые образования рифовой природы (208.8 тыс. км²); карбонатные турбидиты на мористых склонах Большого Барьерного рифа (206.7 тыс. км²) и прочие осадки (рис. 4, табл. 2). Схема расположения изопахит (рис. 5) по сравнению с неоплейстоценом принципиально не изменилась, однако уменьшение мощностей для

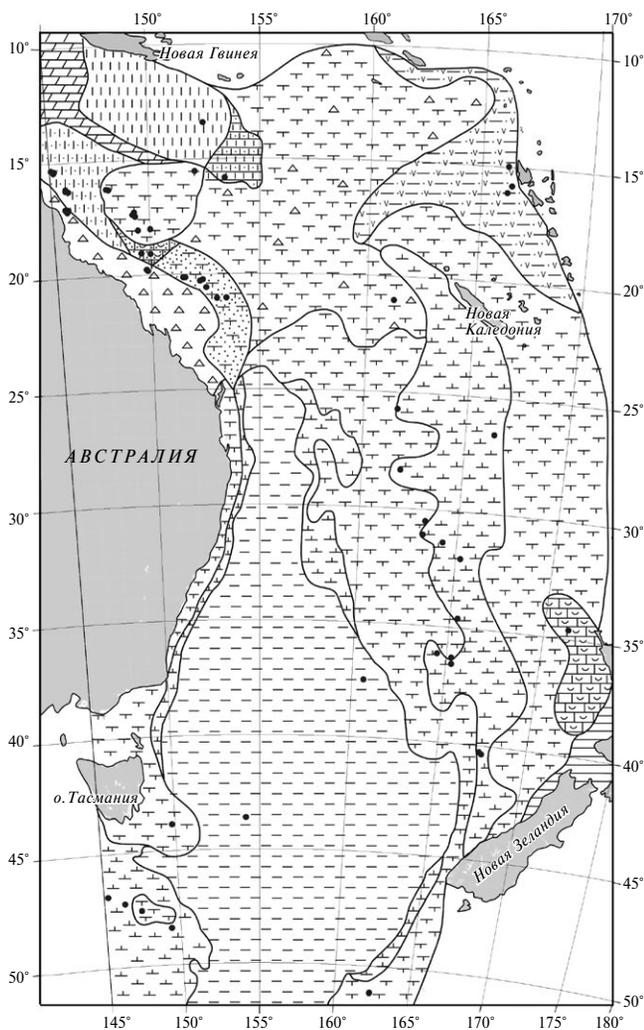


Рис. 4. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

Таблица 2. Площади (S, тыс. км²) и объемы (V, тыс. км³) основных типов донных осадков в эоплейстоцене

Донные осадки	S	V
Гемипелагические глины	69.6	2.6
Пелагические глины	2408.4	12.0
Фораминиферовые илы	3764.9	89.7
Наноилы	1354.0	28.3
Слабокарбонатные глины	235.9	3.8
Фораминиферовый песок	153.9	5.3
Терригенные турбидиты	331.4	6.1
Карбонатные турбидиты	206.7	10.7
Кораллы	208.8	46.7
Микриты	135.1	5.1
Ракуша	0	0
Вулканогенные алевриты	394.8	11.8

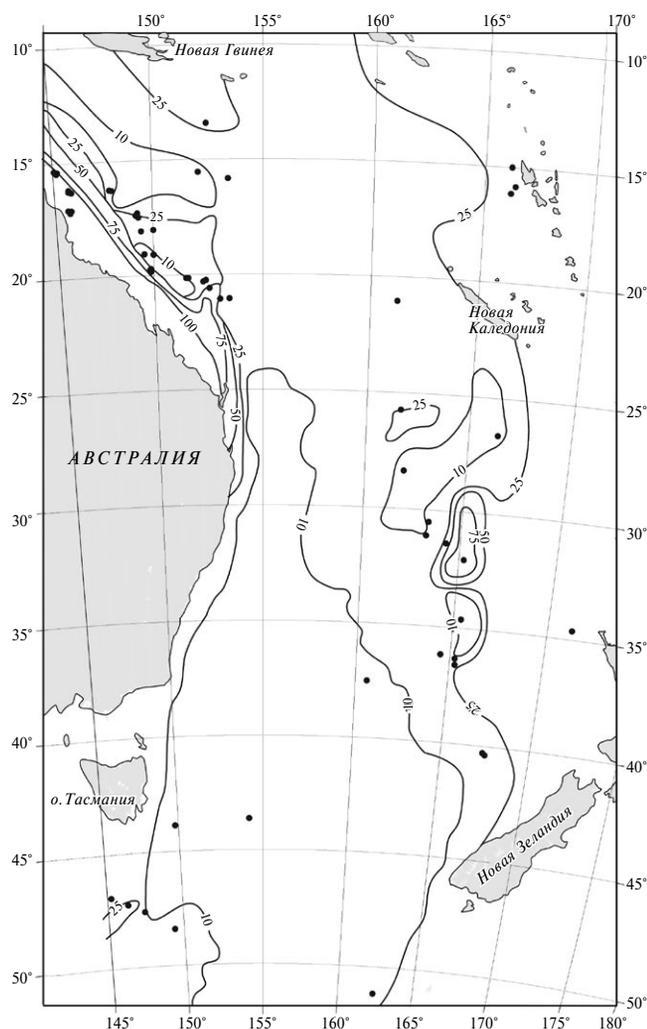


Рис. 5. Схема изопакит эполейстоценовых отложений (в м).

Новогвинейской и Новогвинеидской котловин весьма заметно.

По уменьшающейся доле от общего объема осадочных образований эполейстоцена (табл. 2) ряд осадков выглядит следующим образом: фораминиферовые илы (40.4%), кораллы (21.0%), кокколитовые илы (12.7%), пелагические глины (5.4%), вулканогенные алевриты (5.3%), терригенные турбидиты (5.0%), карбонатные турбидиты (4.8%), фораминиферовый песок (2.4%), микриты и ракуша (2.3%), слабокарбонатные глины (1.7%), гемипелагические глины (1.2%).

Используя данные по физическим свойствам из отчетов по вышеупомянутым рейсам глубоководного бурения, переведем полученные объемы в массы сухого осадочного вещества и затем рассчитаем массы в единицу времени (табл. 3). Полученные результаты обсудим отдельно по группам осадков.

Таблица 3. Массы сухого осадочного вещества (M , 10^{18} г) и массы осадков в единицу времени (I , 10^{18} г/млн лет)

Донные осадки	M_N	M_E	I_N	I_E	I_N/I_E
Гемипелагические глины	2.4	2.0	3.1	2.0	1.55
Пелагические глины	4.1	6.7	5.3	6.7	0.79
Фораминиферовые илы	85.9	65.8	108.7	65.8	1.65
Наноилы	15.4	18.7	19.5	18.7	1.04
Слабокарбонатные глины	6.5	2.9	8.2	2.9	2.83
Фораминиферовый песок	2.9	2.9	3.6	2.9	1.24
Терригенные турбидиты	22.0	5.5	27.8	5.5	5.05
Карбонатные турбидиты	7.9	14.6	10.0	14.6	0.68
Кораллы	58.0	50.4	73.4	50.4	1.46
Микриты	1.5	3.6	1.9	3.6	0.53
Ракуша	0.5	0	0.7	0	-
Вулканогенные алевриты	14.5	11.9	18.4	11.9	1.55
Вулканогенные турбидиты	9.7	0	12.2	0	-

Примечания. N – неоплейстоцен, E – эполейстоцен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Терригенные осадки

В австралийских морях собственно терригенные осадки представлены только несколькими разновидностями. По массе доминируют терригенные турбидиты Новогвинейской котловины. В незначительной степени развиты гемипелагические глины на шельфе Новой Зеландии, однако они не пройдены скважинами глубоководного бурения, поэтому приведенные в табл. 1–3 оценки являются сугубо предположительными. Местами на континентальной окраине Австралии отмечаются маломощные прослои кварцевых песков, но оценка их количественных параметров также затруднена.

Для терригенных турбидитов четко установлено резкое возрастание скорости их накопления в неоплейстоцене: в 5.05 раза по сравнению с эполейстоценом. Представляется логичным объяснить это явление активизацией горообразующих неотектонических явлений в Новой Гвинее. Это заключение поддерживается и смежной литологической разреза в скв. 287: из 19 м эполейстоценовых отложений 60% составляли

терригенные турбидиты, 30% — карбонатные турбидиты и 10% — слабокарбонатные кокколитовые глины; а в неоплейстоцене все 70 м разреза представлены исключительно терригенными турбидитами (Andrews et al., 1975).

Вулкано-терригенные отложения и вулканические пеплы плейстоцена развиты в Новогейбридской котловине (Andrews et al., 1975; Green et al., 1991). Здесь в неоплейстоцене обнаружено переслаивание преобладающих вулканогенных алевритов с вулканогенными турбидитами (скв. 827–830), а в эоплейстоцене — только вулканогенные алевриты. В скв. 286 неоплейстоцен отсутствует, а эоплейстоцен представлен вулканическим пеплом (70%), радиоляриевым илом (20%) и наноилами вместе со слабокарбонатными глинами (10%). В скв. 827 описан полный разрез плейстоценовых отложений, в котором мощность неоплейстоцена в 2 раза выше, чем эоплейстоцена. Мы интерпретируем этот факт как результат преобладания горообразовательных неотектонических движений на островах Новые Гебриды в неоплейстоцене.

Новая Зеландия также известна своей неотектонической активностью. Здесь в Южных Альпах на Южном острове скорости подъема местами превышают 5–6 мм/год, однако за пределами этого района скорости резко падают, особенно на восточном водосборе Южного острова, обращенном в сторону Тихого океана (Coges et al., 2015; Holić, Stern, 2017). Поставка терригенного материала в сторону Тасманова моря почти не ощущается, в отличие от поставки в сторону Тихого океана (Coges et al., 2015). С нашей точки зрения, это связано не только с обилием атмосферных осадков на западном водосборе (Coges et al., 2015), но и с тем, что его площадь в 5–6 раз меньше, чем на востоке.

Пелагические глины часто рассматриваются в одной группе с терригенными осадками, хотя это неправильно с генетической точки зрения. Из-за плохой стратиграфии плейстоценовых пелагических глин Тасмановой котловины и редкого числа скважин глубоководного бурения в этом районе приведенные в табл. 1–3 данные по пелагическим глинам являются только ориентировочными.

Карбонатные образования

В австралийских морях карбонаты различных типов, безусловно, преобладают над всеми остальными осадками. Рассмотрим сначала две главные их группы — планктоногенные и бентогенные карбонаты.

Планктоногенные карбонаты. В регионе выделяются фораминиферовые и кокколитовые (нано-) осадки. К группе фораминиферовых отложений относятся кокколитово-фораминиферовые, фораминиферо-кокколитовые, фораминиферовые илы, а также фораминиферовые пески. В целом все перечисленные вещественно-генетические типы фораминиферовых осадков располагаются на глубинах ориентировочно до 2.0–2.5 км, на поверхностях различных подводных хребтов, плато, возвышенностей и поднятий. Особенно активно они накапливаются в областях повышенной первичной продукции. Фораминиферовые пески, судя по данным глубоководного бурения, сосредоточены практически исключительно на глубинах 340–420 м на поверхности карбонатной платформы Марион (рис. 2, 3). Судя по данным табл. 3, скорость аккумуляции фораминиферовых илов в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене, в 1.65 раза, а гораздо менее развитых фораминиферовых песков — в 1.24 раза. Причиной этого явления, скорее всего, можно предполагать повышение первичной продукции в течение плейстоцена, которое, в частности, могло проявиться через общее (с учетом флуктуаций, вызванных климатическими циклами) углубление уровня фораминиферового лизоклина. В свою очередь, повышение первичной продукции логично связать с выявленным похолоданием поверхностных и промежуточных вод на юге Тасманова моря, которое началось в эоплейстоцене и привело к смещению субтропического фронта на север (McClymont et al., 2016).

Кокколитовые отложения (наноилы), как правило, развиты батиметрически ниже, чем фораминиферовые, часто на склонах подводных возвышенностей, на поверхности неглубоко залегающих котловин, а в областях невысокой первичной продукции — местами и на вершинах подводных поднятий. По степени распространения в австралийских морях они заметно уступают фораминиферовым осадкам. Скорость их аккумуляции в течение плейстоцена практически не изменилась (табл. 3). Таким образом, увеличенное в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом отношение массы фораминиферовых осадков к массе наноилов дополнительно свидетельствует о возрастании в течение этого периода общей первичной продукции в австралийских морях.

Бентогенные карбонаты. Среди бентогенных карбонатных отложений можно выделить многочисленные разновидности коралловых построек

(с участием кораллов, известковых водорослей, различных моллюсков, мшанок, морских ежей, серпулид и т.д.), биокластические отложения и микриты. Безусловно, по площадям развития, объемам и массам преобладают коралловые постройки (особенно в Коралловом море). К сожалению, отсутствие надежных данных по количественным параметрам этих образований не позволяет более или менее точно определить их роль в плейстоценовой истории карбонатонакопления в изучаемом регионе. Однако, с учетом имеющихся данных (в том числе – по наличию крупных барьерных рифов Тагула и Новокаледонского) (<http://knowledge.su/k/korallovoemore>) и опираясь на табл. 3, можно уверенно сделать предположение о том, что эта роль по меньшей мере сопоставима с ролью планктоногенных карбонатов.

Биокластика развита спорадически: например, в скв. 1508 на хребте Лорд Хау карбонатная биокластика эоплейстоцена мощностью 40 м в неоплейстоцене сменилась толщей фораминиферовых илов мощностью 50 м (Sutherland et al., 2018). На мористом склоне Большого Барьерного рифа и на склоне плато Квинсленд в толще плейстоценовых отложений описаны прослойки и пачки микритовых осадков (McKenzie et al., 1990).

Карбонатные турбидиты и слабокарбонатные глины. Рассматриваемые осадочные отложения описаны главным образом на мористом склоне Большого Барьерного рифа, и также на склонах карбонатных платформ и поднятий (например, Квинсленд, Марион), где часто переслаиваются с отложениями подводных оползней и другими гравититами. Карбонатные турбидиты, так же как микриты и ракуша, в большей степени развиты в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене (табл. 3), что, вероятно, свидетельствует о большей подвижности склонов карбонатных поднятий в эоплейстоцене. В то же время находка неоплейстоценового подводного оползня на тихоокеанском склоне Большого Барьерного рифа (Puga-Bernabeu et al., 2017) является доказательством активных склоновых процессов и в неоплейстоцене.

Кремнистые илы

В австралийских морях кремнистые илы развиты очень слабо. По материалам глубоководного бурения можно уверенно сказать лишь о радиоляриевых илах в эоплейстоценовой части разреза скв. 286 около Новых Гебрид. Неоплейстоцен в этой скважине отсутствует.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ построенных литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена, соответствующих схем распределения мощностей, а также обсчет карт с помощью объемного метода А.Б. Ронова привели авторов к определенным заключениям об эволюции осадочного процесса в австралийских морях в течение плейстоцена.

История планктоногенного карбонатонакопления довольно очевидна. В этом плане можно говорить о хорошо проявленном тренде возрастания скорости аккумуляции фораминиферовых илов в течение плейстоцена на фоне практически неизменной скорости накопления наноилов. В целом скорости накопления планктоногенных карбонатных илов в неоплейстоцене были выше в 1.51 раза, чем в эоплейстоцене. Вероятно, с большой долей уверенности можно предположить, что этот феномен связан прежде всего с возрастанием первичной продукции, обусловленным четко выраженным похолоданием поверхностных и промежуточных водных масс в течение плейстоцена.

К сожалению, нам приходится вывести за пределы этого анализа эволюцию бентогенного карбонатонакопления, так как столь ярко проявленные в этом регионе коралловые рифы и другие скопления бентогенного материала трудно оценить с точки зрения эволюции количественных параметров.

Усиление накопления терригенного (и вулканотерригенного) осадочного материала в плейстоцене явно связано с возрастанием интенсивности неотектонических горообразовательных движений на островах Новая Гвинея и Новые Гебриды. Из-за региональных особенностей рельефа неотектонические процессы плейстоцена в пределах островов Новой Зеландии привели к росту поставки терригенного материала на восток, а не на запад. Опираясь на данные табл. 3, суммируем массы литогенного вещества в неоплейстоцене (включая слабокарбонатные глины, в которых содержание CaCO_3 колеблется от 10 до 50%) и в эоплейстоцене, и затем разделим скорости накопления литогенного вещества в неоплейстоцене на соответствующую величину в эоплейстоцене. Итог равен 2.58, т.е. даже с учетом CaCO_3 , содержащегося в слабокарбонатных глинах, в неоплейстоцене литогенное осадочное вещество накапливалось в сумме минимум в 2 раза быстрее, чем в эоплейстоцене.

В целом полученные результаты не противостоят заключениям, сделанным нами ранее для

пелагической области Тихого океана (Левитан и др., 2013).

Источник финансирования

Статья написана при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00157, гранта Программы Президиума РАН № 49 и госзадания № 0137-2018-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Залогин Б.С., Косарев А.Н. (1999) Моря. М.: 400 с.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г. (2018₂) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений морей Китая. *Бюлл. Комиссии по четвертичному периоду* **76**, 143–156.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. (2018₃) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Японского моря. *Бюлл. Комиссии по четвертичному периоду* **76**, 135–142.
- Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. (2013) Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане. *Геохимия* (5), 387–395.
- Levitan M.A., Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gelvi T.N. (2013) Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the Pacific Ocean. *Geochem. Int.* **51** (5), 345–352.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. (2018₁) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря. *Геохимия* (4), 321–335.
- Levitan M.A., Gelvi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.D. (2018₁) Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments of the Bering Sea. *Geochem. Int.* **56** (4), 304–317.
- Маккой Ф.Х., Суинт Т.Р., Пайпер Д.Ц. (2003) Типы донных осадков / Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана (Гл. ред. Г.Б. Удинцев). М.-СПб. С. 114–115.
- Сорокин Ю.И. (1990) Экосистемы коралловых рифов. М.: Наука, 504 с.
- Суховой В.Ф., Рубан И.Г. (2011) Особенности системы течений на акватории Тихого океана к востоку от Австралии. *Украинский гидрометеорологический журнал* (8), 214–233.
- Andrews J.E., Packham G.H. et al. (1975) *Initial reports of the DSDP 30*. Washington (U.S. Government Printing Office).
- Burns R.E., Andrews J.E. et al. (1973) *Initial reports of the DSDP 21*. Washington (U.S. Government Printing Office).
- Cogez A., Meynadier L., Allègre C., Limmois D., Herman F., Gaillardet J.C. (2015) Constraints on the role of tectonic and climate on erosion revealed by two time series of marine cores around New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* **410**, 174–185.
- Exon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. et al. (2001) *Proc. ODP, Init. Repts 189*. College Station (TX) (Ocean Drilling Program).
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 82 p.
- Green G., Collot J.-Y., Stokking L. et al. (1991) *Proc. ODP, Init. Repts 134*. College Station (TX) (Ocean Drilling Program).
- Hassler C.S., Ridgway K., Bowie A.R., Butler E.C.V., Clementson L.A., Doblin M.A., Davies D.M., Law C., Ralph P.J., van der Merwe P., Watson R., Ellwood M.J. (2014) Primary production induced by iron and nitrogen in the Tasman Sea: an overview of the PINTS expedition. *Mar. Freshwater Res.* **65**, 517–537.
- Houlié N., Stern T.A. (2017) Vertical tectonics at an active continental margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **457**, 292–301.
- <http://knowledge.su/k/korallovoe-more>
- Isern A.R., Anselmetti F.S., Blum P. et al. (2002) *Proc. ODP, Init. Repts 194*. College Station (TX) (Ocean Drilling Program).
- Kennett J.P., Houtz R.E. et al. (1974) *Initial reports of the DSDP 29*. Washington (U.S. Government Printing Office).
- Kennett J.P., von der Borch C.C. et al. (1986) *Initial reports of the DSDP 90*. Washington (U.S. Government Printing Office).
- Kroeger K.F., Crutchley G.J., Hill M.G., Pecher I.A. (2017) Potential for gas hydrate formation at the northwest New Zealand shelf margin: New insights from seismic reflection data and petroleum systems modeling. *Mar. Petrol. Geol.* **83**, 215–230.
- McClymont E.L., Elmore A.C., Kender S., Leng M.J., Greaves M., Elderfield H. (2016) Pliocene-Pleistocene evolution of sea surface and intermediate water temperatures from the Southwest Pacific. *Paleoceanography* **31**, 895–913.
- McKenzie J.A., Davies P.J., Palmer-Julson A. et al. (1990) *Proc. ODP, Init. Repts 133*. College Station (TX) (Ocean Drilling Program).
- Puga-Bernabéu A., Beaman R.J., Webster M., Thomas A.L., Jacobsen G. (2017) Gloria Knolls Slide: A prominent submarine landslide complex on the Great Barrier Reef margin of north-eastern Australia. *Mar. geol.* **385**, 68–83.
- Sutherland R., Dickens G., Blum P. et al. (2018) Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier subduction initiation and Paleogene climate. <https://doi.org/10/14379/iodp.pr.371.2018>
- Webster J.M., Yokoyama Y., Cotterill C. et al. (2010) *IODP Prel. Rept.* doi:10.2204/iodp.pr.325.2010
- www.about-planet.ru
- www.gebco.org
- www.geographyofrussia.com

FACIES STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF PLEISTOCENE SEDIMENTS FROM THE EAST AUSTRALIAN CONTINENTAL MARGIN

© 2019 M. A. Levitan^{a,*}, T. A. Antonova^a, A. V. Kol'tsova^a

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS

119991 Moscow, Kosygina str., 19

**e-mail: m-levitan@mail.ru*

Received: 20.04.2018

Received version received: 22.05.2018

Accepted: 05.06.2018

Lithological and facies zonality of Neopleistocene and Eopleistocene sediments of Australian seas is described firstly. Processing of these maps and isopach schemes by A.B. Ronov volumetric method gave us an opportunity to calculate quantitative parameters of sedimentation for different types of Pleistocene sediments. It was revealed the dominance of carbonate sediments comparatively to other sediment groups. In Neopleistocene carbonate planktic sediments and lithogenic sediments accumulated more intensively than in Eopleistocene.

Key words: bottom sediments, Coral Sea, Tasman Sea, Big Barrier Reef, Eopleistocene, Neopleistocene, areas, masses of dry sediment matter, volumes, masses of sediments per time unit, carbonate sediments

(For citation: Levitan M.A., Antonova T.A., Kol'tsova A.V. Facies Structure and Quantitative Parameters of Pleistocene Sediments from the East Australian Continental Margin. *Geokhimiya*. 2019;64(6):634–643. DOI: 10.31857/S0016-7525646634-643)