

ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЯ ФИДЖИ

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

^а Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Россия, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19

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

Поступила в редакцию 29.08.2018 г.

После доработки 01.02.2019 г.

Принята к публикации 06.02.2019 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена моря Фиджи. Обсчет соответствующих карт и схем изопакит объемным методом А. Б. Ронина позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Выявлено доминирование карбонатных отложений над другими группами осадков. В неоплейстоцене карбонатные планктоногенные осадки накапливались интенсивнее, чем в эоплейстоцене. Для эоплейстоцена характерна самая высокая вулканогенно-тектоническая активность.

Ключевые слова: донные осадки, осадочные бассейны, Южно-Фиджийская котловина, котловина Лау, хребет Тонга, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, массы сухого осадочного вещества, объемы, массы осадков в единицу времени, карбонатные осадки, вулканогенные турбидиты
DOI: 10.31857/S0016-75256411206-1212

Настоящее краткое сообщение продолжает цикл наших работ по плейстоценовым отложениям подводных окраин Мирового океана (Левитан и др., 2018 и др.). В этом цикле отдельно рассматриваются неоплейстоцен, т.е. средний и поздний плейстоцен (Q_{2+3} , 0.01–0.80 млн лет), и эоплейстоцен, или ранний плейстоцен (Q_1 , 0.80–1.80 млн лет по “старой” шкале; Gradstein et al., 2004). В упомянутых публикациях, касавшихся задуговых осадочных бассейнов активных окраин на севере и западе Тихого океана, отмечено, что выводы базируются главным образом на результатах глубоководного бурения. В данном сообщении, однако, мы опишем историю формирования плейстоценовых отложений двух междуговых бассейнов, расположенных в море Фиджи.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Море Фиджи на севере ограничено островами Фиджи, Новой Каледонии и Новогейбридским желобом. Восточной границей его являются двойные системы островных дуг и глубоководных желобов Тонга и Кермадек. С запада рассматриваемый регион ограничен подводным хребтом Норфолк, а с юга – Северным островом Новой Зеландии (рис. 1). Средняя глубина моря

составляет 2740 м, а максимальная (к юго-востоку от о. Новая Каледония) равна 7633 м (Залогин, Косарев, 1999).

В рассматриваемом регионе расположены два междуговых осадочных бассейна – Лау и Южно-Фиджийский. Котловина Лау находится между подводными хребтами Тонга-Кермадек на востоке и Лау-Колвилл на западе. Гребневая поверхность хребта Тонга-Кермадек находится на глубинах около 1000 м, а поверхность хребта Лау-Колвилл – на глубинах порядка 2000 м. Котловина Лау начала формироваться в процессе спрединга примерно 5–6 млн лет назад. Ее рельеф представлен чередованием узких линейно-вытянутых в северо-восточном направлении депрессий и хребтов, отражающих рельеф океанического фундамента. В среднем относительные превышения составляют 300–400 м (порядка 2300 м глубины над хребтами и 2600–2700 м над депрессиями) (Parson et al., 1992). В котловине Лау в плейстоцене и в современную эпоху происходит активная гидротермальная деятельность, зафиксированная развитием металлоносных осадков и глубоководных полиметаллических сульфидов (Богданов и др., 2006).

Южно-Фиджийская котловина (с глубинами свыше 4000 м) расположена между хребтом Лау-Колвилл на востоке и хребтом Норфолк на

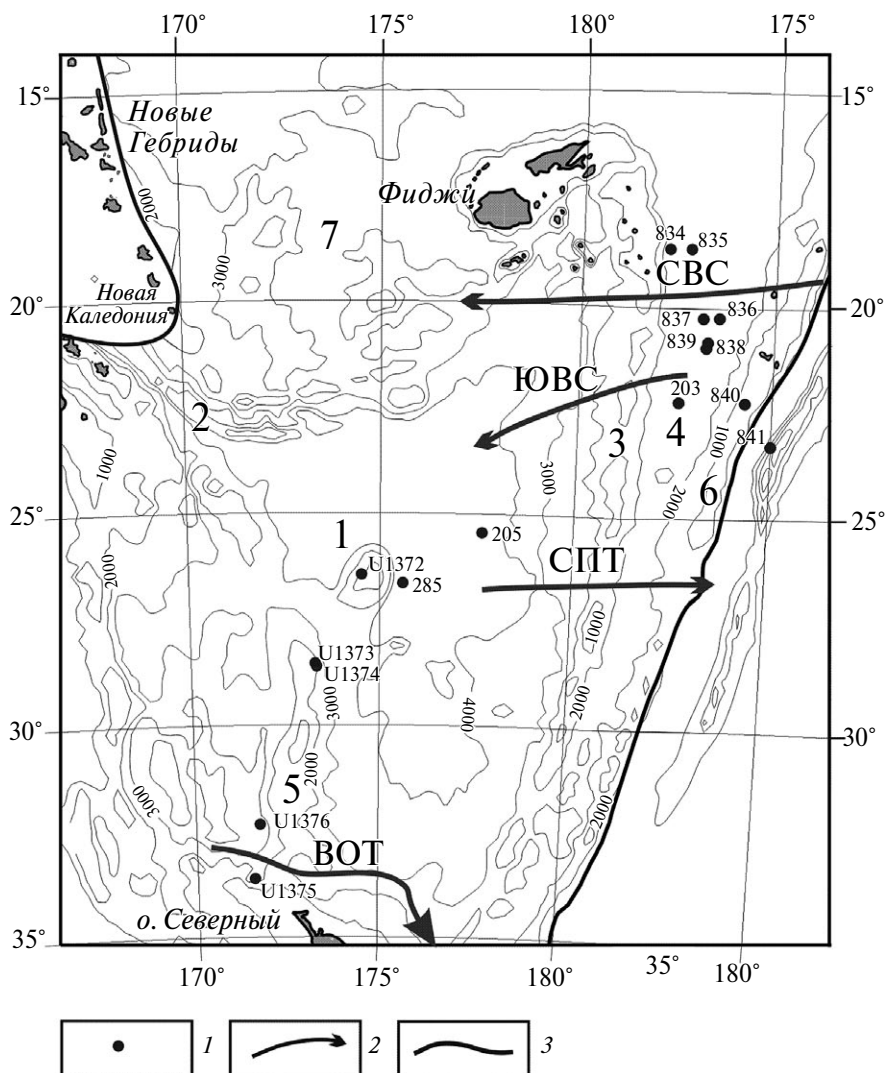


Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения в море Фиджи. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – поверхностные течения; 3 – изобаты. Номера на карте: 1 – Южно-Фиджийская котловина; 2 – Новогейбридский глубоководный желоб; 3 – хребт Лау-Колвилл; 4 – котловина Лау; 5 – хребт Норфолк; 6 – хребт Тонга; 7 – впадина Каледония. Поверхностные течения (Ganachaud et al., 2007): SVC – Северо-Вануатская струя; ЮВС – Южно-Вануатская струя; СПТ – Субтропическое противотечение; ВОТ – Восточно-Оклендское течение. Изобаты даны в м (www.gebco.org).

западе. Хребт Норфолк (средняя глубина порядка 2500 м) во многих участках венчается гайотами с глубинами вершин около 1200–1600 м (www.gebco.com). В северной мелководной части моря Фиджи широко распространены коралловые постройки. Дно Южно-Фиджийской котловины изобилует подводными вулканами, проявляющими активность и в современную эпоху (Залогин, Косарев, 1999). Среди осадков поверхностного слоя абсолютно преобладают планктоногенные карбонатные илы (Маккой и др., 2003). В двух наиболее глубоких участках Южно-Фиджийской котловины несколько ниже глубины карбонатной компенсации (ССД) залегают туффитовые цеолитовые пелагические гли-

ны. Они окаймлены узкими полосами развития карбонатных глин (15–30% CaCO_3).

Море Фиджи расположено в тропическом климатическом поясе. Круглый год средние температуры на поверхности моря превышают 20 °С, изменяясь от 18–23 °С на юго-востоке до 25–28 °С на севере бассейна (Залогин, Косарев, 1999). Для него типичны приливы высотой от 1.5 до 3.0 м и частые тропические ураганы.

Рассматриваемые бассейны являются частью огромного субтропического круговорота. В северной его части присутствуют направленные на запад Северно- и Южно-Вануатские струи Южно-Экваториального течения, в южной – направ-

ленные на восток Восточно-Оклендское течение и Субтропическое противотечение (Gapachaud et al., 2007) (рис. 1). В пределах изученного региона чистая первичная продукция уменьшается с юга на север от 600–800 мг С/м²/год севернее Новой Зеландии до 300–500 мг С/м²/год на широте о. Фиджи. В биологии чистой первичной продукцией считается разность между валовой первичной продукцией и той ее частью, которая использовалась для питания.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В рассматриваемом регионе совершено четыре рейса глубоководного бурения: DSDP рейс 21 (Burns et al., 1973) и рейс 30 (Andrews et al., 1975), ODP рейс 135 (Parson et al., 1992), IODP рейс 330 (Expedition..., 2011). Расположение пробуренных скважин показано на рис. 1. Из указанных отчетов по глубоководному бурению нами взяты данные по литологии и стратиграфии, а также по физическим свойствам плейстоценовых отложений. Следует отметить, что для кернов скважин, пробуренных в море Фиджи, нет результатов стратиграфического расчленения плейстоцена как для пелагических глин, так и для фораминиферовых осадков хребта Норфолк, где преимущественно разбуривались гайоты (Риджил, Ашернар и другие). Поэтому рассчитанные данные по мощностям нео- и эоплейстоцена в этих скважинах носят приблизительный характер. Основой для показанных на рис. 1 изобат послужила Генеральная батиметрическая карта Мирового океана (www.gebco.org), изданная в 2004 г.

Для сравнительно-литологического анализа использовалась литологическая карта современных осадков Тихого океана (Маккой и др., 2003). Основываясь на наших результатах работ по плейстоцену австралийских морей (Левитан и др., 2019, в печати), с определенной долей условности принято, что в среднем граница между фораминиферовыми осадками и наноилами проходит по изобате 2500 м.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе буровых данных составлены литолого-фациальные схемы (с изопакхитами) для двух возрастных срезов — неоплейстоцена и эоплейстоцена (рис. 2, 3). Схемы построены на поперечной равновеликой азимутальной картографической проекции масштаба 1:10 000 000.

В целом литолого-фациальная карта неоплейстоцена (рис. 2) для Южно-Фиджийского осадоч-

ного бассейна практически не отличается от карты современных осадков: преобладают наноилы (кокколитовые илы) и фораминиферовые осадки (в том числе фораминиферовые пески на вершинах гайотов хребта Норфолк). Чуть выше CCD в Южно-Фиджийской котловине располагаются глинистые наноилы, а ниже этой поверхности — туффитовые пелагические глины с вулканическими стеклами (частично цеолитизированными) и прослоями витрических пеплов. Мощность пелагических глин не превышает 6 м. В северном направлении мощность неоплейстоценовых осадков возрастает, достигая свыше 25 м на северном окончании Южно-Фиджийской котловины.

Неоплейстоценовые отложения осадочного бассейна Лау фациально гораздо более разнообразны. На подводных хребтах накапливались глинистые наноилы, вмещающие до 5–10% вулканического стекла, а подводные депрессии вмещали пачки переслаивания обогащенных витрокластикой глинистых наноилов (до 75% CaCO₃) с различными осадками: фораминиферовыми турбидитами (скв. 834, наиболее близкая к архипелагу Фиджи); глинистыми конгломератами (скв. 835); вулканогенными турбидитами (скв. 836). На хребте Тонга неоплейстоценовые отложения представлены наноилом, переслаивающимся с вулканогенными глинами, алевритами и песком. Представляется, что доминирующая часть вулканокластики в котловине Лау сложена продуктами эксплозий на хребте Тонга (Parson et al., 1992). Мощность отложений неоплейстоцена в осадочном бассейне Лау колеблется между 25 и 50 м, изредка превышая эту величину.

Площадь распространения неоплейстоценовых осадков в море Фиджи равна 2865.2 тыс. км² (табл. 1). Среди них доминируют наноилы и фораминиферовые илы (1163.9 и 927.5 тыс. км² соответственно). Меньшую площадь занимают глинистые наноилы (266.5 тыс. км²), глинистые фораминиферовые илы (199.2 тыс. км²) и пелагические глины (74.2 тыс. км²). Остальная площадь занята разрезами переслаивающихся осадков различного состава.

Объем неоплейстоценовых отложений в море Фиджи составляет 31.9 тыс. км³ (табл. 1). Доля осадков разного состава от общего объема выглядит следующим образом: наноилы (35.4%), глинистые наноилы (21.6%), фораминиферовые осадки (20.4%), глинистые фораминиферовые илы (14.1%), глинистые конгломераты (4.1%), вулканогенные глины, алевриты и пески (2.5%), пелагические глины (1.6%), вулканогенные

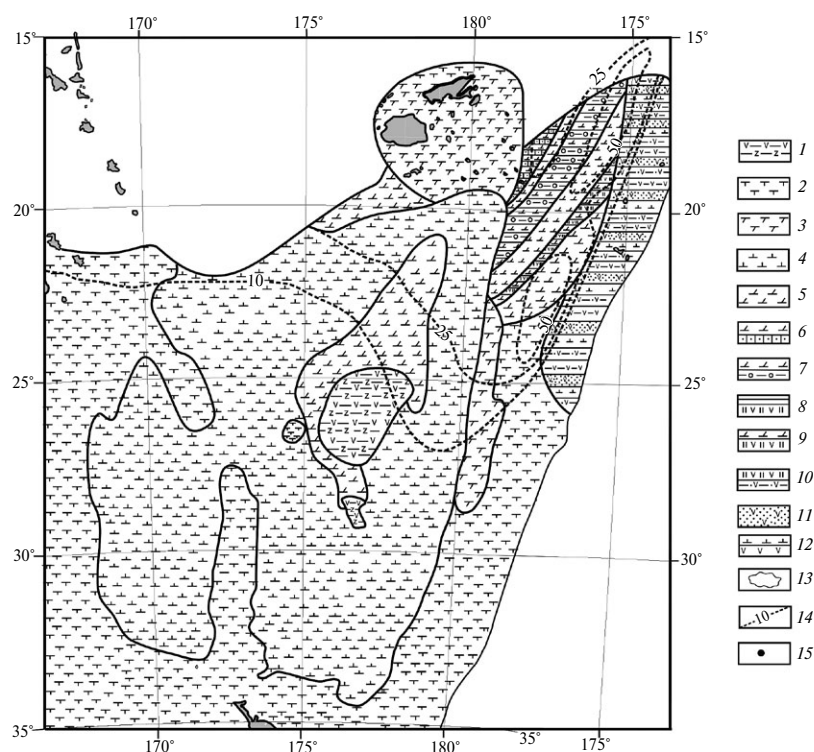


Рис. 2. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений. Условные обозначения: 1 – туфитовые цеолитовые пелагические глины; 2 – фораминиферовые осадки; 3 – глинистые фораминиферовые илы; 4 – нано (кокколитовые) илы; 5 – глинистые наноилы; 6 – переслаивание глинистых наноил и фораминиферных турбидитов; 7 – переслаивание глинистых наноил и глинистых конгломератов; 8 – переслаивание вулканогенных глин и вулканогенных турбидитов; 9 – переслаивание глинистых наноил и вулканогенных турбидитов; 10 – переслаивание вулканогенных алевритов и песков с вулканогенными турбидитами; 11 – витрические пеллы; 12 – переслаивание наноил и тефры; 13 – область размыта; 14 – изопакиты (в м); 15 – скважины глубоководного бурения.

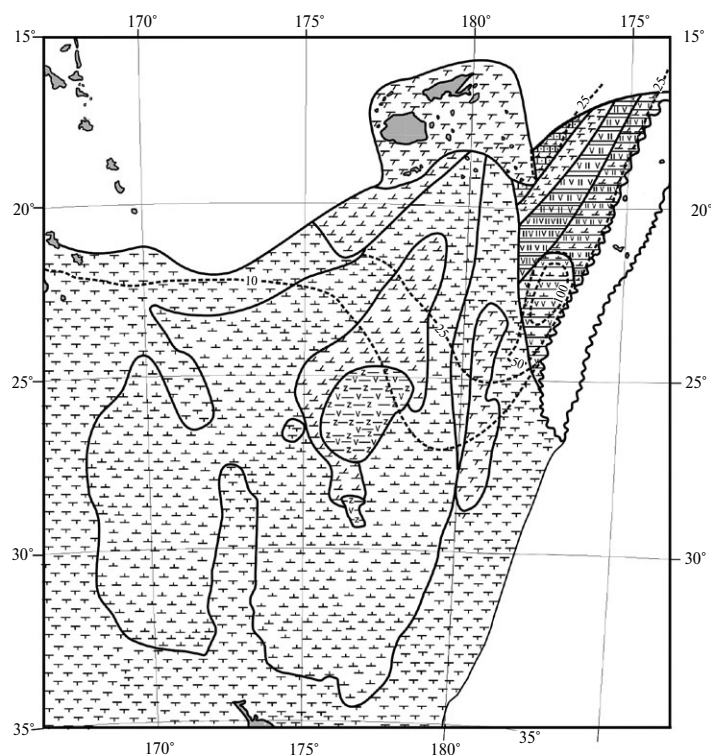


Рис. 3. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

турбидиты (0.3%), фораминиферовые турбидиты (менее 0.1%).

Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 3) Южно-Фиджийского осадочного бассейна ничем не отличается от неоплейстоцена (в том числе и по мощностям), а вот эоплейстоценовые отложения осадочного бассейна Лау существенно отличаются от неоплейстоценовых осадков. Прежде всего, на хребте Тонга (скв. 840) и в скв. 836 осадочные образования этого возраста отсутствуют. В скв. 203 отмечено переслаивание толщи витрических пеплов с наноилами (соотношение 75/25). Скв. 838 в рассматриваемой части разреза вмещает переслаивание вулканогенных алевритовых глин с вулканогенными песчаными турбидитами (соотношение 30/70). Мощности эоплейстоценовых отложений чаще всего превышают мощности неоплейстоценовых осадков в тех же скважинах и местами (скв. 203) превышают 100 м.

Площадь распространения эоплейстоценовых осадков в море Фиджи равна 2698.7 тыс. км² (табл. 1). Среди них доминируют фораминиферовые илы и наноилы (1045.5 и 1023.7 тыс. км² соответственно). Меньшую площадь занимают глинистые наноилы (201.5 тыс. км²), глинистые фораминиферовые илы (189.6 тыс. км²) и пелагические глины (64.5 тыс. км²). Остальная площадь занята разрезами переслаивающихся осадков различного состава.

Объем эоплейстоценовых отложений в море Фиджи составляет 35.1 тыс. км³ (табл. 1). Доля осадков разного состава от общего объема выглядит следующим образом: фораминиферовые осадки (26.8%), наноилы (24.5%), глинистые наноилы (16.5%), глинистые фораминиферовые илы (11.7%), вулканогенные турбидиты (6.7%), вулканогенные глины и алевриты (1.3%), пелагические глины (1.1%), фораминиферовые турбидиты (0.23%).

Пересчет объемов осадков различного типа на массы сухого осадочного вещества и в дальнейшем расчет масс вещества в единицу времени позволили получить интересные данные об эволюции количественных параметров седиментации в исследованной части плейстоцена (табл. 2). В частности, вполне очевидно слабое увеличение интенсивности накопления суммы карбонатных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом ($IQ_{2-3}/IQ_1 = 1.18$). Этот тренд совпал с трендом в австралийских морях (Левитан и др., 2019, в печати), но выражен слабее из-за большей удаленности от

областей повышенной первичной продукции у континентов. При расчете не учитывались фораминиферовые турбидиты, т.к. еще ранее было показано, что этот тип осадков, скорее, характеризует не процессы карбонатакопления, а склоновые процессы (Левитан, Гельви, 2016).

В то же время вулcano-тектоническая активность явно была выше в эоплейстоцене ($IQ_{2-3}/IQ_1 = 0.56$). Здесь основной вклад внесли вулканогенные турбидиты, поступавшие со склонов поднятий фундамента в котловине Лау, хребте Тонга и витрические пеплы из различных источников. Следует отметить, что в эоплейстоцене хребет Тонга служил областью активного эффузивного магматизма. Скорее всего, указанная активизация магматической и тектонической деятельности в исследованном регионе (особенно в осадочном бассейне Лау) связана с усилением процессов субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под островную систему Тонга-Кермадек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном кратком сообщении приведены материалы по двум задуговым осадочным бассейнам, расположенным в море Фиджи, — Лау и Южно-Фиджийскому. На основе составленных литолого-фациальных карт и их обсчета по объемному методу А.Б. Ронова (1949) сделаны выводы об эволюции фациальной структуры и количественных параметров седиментации в течение эо- и неоплейстоцена.

Для обоих бассейнов характерна заметная роль вулканических пеплов и обильной примеси вулканических стекол в строении осадочного чехла. В котловине Лау вулcano-тектонические процессы были весьма активными в эоплейстоцене, в то время как «фоновое» пелагическое планктоногенное карбонатакопление интенсифицировалось в неоплейстоцене. Относительно большая активность магматизма и тектоники в осадочном бассейне Лау по сравнению с Южно-Фиджийским осадочным бассейном, на наш взгляд, связана с большей молодостью океанического фундамента в бассейне Лау и его большей близостью к зоне субдукции.

Источник финансирования

Статья написана при частичной финансовой помощи гранта РФФИ № 17-05-00157 и Программы Президиума РАН 49П. Работа выполнена по теме госзаказа № 0137-2016-0008.

Таблица 1. Площади (S, тыс. км²) и объемы (V, тыс. км³) плейстоценовых отложений моря Фиджи

Возраст	Области размыва		Фораминиферный ил		Наноил		Глинистый фораминифер. ил		Глинистый наноил		Туффитовые цеолитовые глины		Переслаивание наноила и вулк. турбидитов		Переслаивание наноила и вулк. турбидитов					
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V				
Q ₁	122.7	1045.5	9.4	1023.7	8.6	189.6	4.3	201.5	4.1	64.5	0.4	14.5	0.2	60.2	2.4					
Q ₂₋₃	-	927.5	6.5	1163.9	11.3	199.2	4.5	266.5	4.5	74.2	0.5	8.9	0.1	21.3	0.4					
Возраст	Переслаивание наноила и витрических пеллов				Переслаивание глинистого наноила и глинистых конгломератов				Переслаивание туффитовых глин, вулканогенных алевритов и песков с наноилом				Переслаивание вулканогенных глин с вулканогенными турбидитами				Переслаивание Области осадконакопления			
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V		
Q ₁	42.6	3.2	-	-	-	-	-	-	-	-	56.6	2.5	2698.7	35.1						
Q ₂₋₃	-	-	50.8	2.6	152.9	1.5	-	-	-	-	-	-	2865.2	31.9						

Примечания. ΣS – суммарная площадь дна, покрытая осадками; ΣV – суммарный объем осадков.

Таблица 2. Массы (M, 10¹⁸ г) и массы вещества в единицу времени (I, 10¹⁸ г/млн лет) плейстоценовых отложений моря Фиджи

Возраст	Фораминиферный ил		Наноил		Глинистый фораминиферный ил		Глинистый наноил		Туффитовые цеолитовые глины		Фораминиферные турбидиты		Вулканогенные турбидиты			
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I		
Q ₁	6.0	6.0	2.8	2.8	3.0	3.0	1.2	1.2	0.1	0.1	0.02	0.02	1.4	1.4		
Q ₂₋₃	4.2	5.3	2.9	3.7	3.1	3.9	1.9	2.4	0.1	0.2	0.04	0.05	0.1	0.1		
Возраст	Витрические пеллы				Глинистые конгломераты				Вулканикоитовые осадки				Вулканогенные глины			
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Q ₁	0.4	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0.4	0.4	0.4	0.4		
Q ₂₋₃	0	0	0.4	0.5	0.7	0.9	0	0	0.9	0	0	0	0	0		

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. (2006) Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука. 527 с.
- Залогин Б.С., Косарев А.Н. (1999) Моря. М.: Мысль. 400 с.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Кольцова А.В. (2019) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Восточной Австралии. *Геохимия* (6) (в печати).
- Левитан М.А., Гельви Т.Н. (2016) Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане. *Геохимия* (12), 1091–1103.
- Levitan M.A., Gelvi T.N. (2016) Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the Atlantic Ocean. *Geochem. Int.* **54** (12), 1049–1060.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. (2018) 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. (2018) 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.
- Ронов А.Б. (1949) История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3), 136 с.
- Andrews J.E., Packham G. et al. (1975) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **30**, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Burns R.E., Andrews J.E. et al. (1973) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **21**, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Expedition 330 Scientists (2011) Louisville Seamount Trail: implications for geodynamic mantle flow models and the geochemical evolution of primary hotspots. *IODP Prel. Rept.*, **330**. DOI: 10.2204/iodp.pr.330.2011.
- Ganachaud A. et al. (2007) Southwest Pacific Circulation and Climate Experiment (SPICE). Part I. *CLIVAR Publ. Series*, 111.
- Gradstein F. M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. (2004) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 82 p.
- Parson L., Hawkins J., Allan J. et al. (1992) *Proc. of the Ocean Drilling Program*, **135**: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- www.gebco.org

FACIES STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF THE FIJI SEA PLEISTOCENE SEDIMENTS

© 2019 M. A. Levitan^{a,*}, T. A. Antonova^a, A. V. Koltsova^a

^a Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry RAS
Russia, 119991 Moscow, Kosygina st., 19
*e-mail: m-levitan@mail.ru

Received: 29.08.2018

Received version received: 01.02.2019

Accepted: 06.02.2019

Lithological-facies zonality of Neo- and Eopleistocene sediments from the Fiji Sea is described firstly. Processing of corresponding maps and isopachite schemes by volumetric method of A.B. Ronov gave us an opportunity to calculate quantitative parameters of sedimentation for revealed different types of Pleistocene sediments. Carbonate sediments dominate among other groups of sediments. In Neopleistocene carbonate plankton sediments have been accumulated more intensively than in Eopleistocene. The highest volcanic-tectonic activity is typical for Eopleistocene.

Key words: bottom sediments, sedimentary basins, South Fiji Basin, Lau Basin, Tonga Ridge, Eopleistocene, Neopleistocene, areas, masses of dry sediment matter, volumes, masses of sediments per time unit, carbonate sediments, volcanogenic turbidites

(For citation: Levitan M.A., Antonova T.A., Koltsova A.V. Facies Structure and Quantitative Parameters of the Fiji Sea Pleistocene Sediments. *Geokhimiya*. 2019;64(11):1206–1212. DOI: 10.31857/S0016-752564111206-1212)