

УДК 550.8.01; 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-55-66

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ЭОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ПЛАТО ВОРИНГ (НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ) В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

Кирилл Владимирович Сыромятников¹, Руслан Рустемович Габдуллин^{2✉},
Михаил Аркадьевич Левитан³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; m-levitan@gmail.com

Аннотация. В статье с помощью одномерного регрессионного анализа распределения содержаний Fe, Mn, отношения Mn/Fe и концентрации C_{org} , а также плотности морских осадков по глубине в разрезах изученных скважин, пробуренных на плато Воринг, была исследована степень интенсивности диагенетических преобразований. В результате получены количественные параметры процессов диагенеза в эоцен — плейстоценовых осадках. Кроме того, на основе данных однофакторного дисперсионного анализа изучена степень интенсивности процессов диагенеза для основных литологических типов осадков плато Воринг.

В итоге было установлено, что помимо перерывов в осадконакоплении, воздействия донных течений и турбидитов степень диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых зависела от следующих основных факторов: условий накопления осадков; их литологического состава; количества органического углерода, входящего в состав эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Ключевые слова: диагенетические преобразования морских осадков, эоцен-плейстоцен, условия осадконакопления, плато Воринг, регрессионный анализ, дисперсионный анализ

Для цитирования: Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А. Количественные параметры диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) в зависимости от условий их накопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 55–66.

QUANTIFICATION OF DIAGENETIC TRANSFORMATIONS IN EOCENE-PLEISTOCENE SEDIMENTS OF THE VØRING PLATEAU (NORWEGIAN SEA) RELATED TO THEIR ENVIRONMENTS

Kirill V. Syromyatnikov¹, Ruslan R. Gabdullin^{2✉}, Mikhail A. Levitan³

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru[✉]

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; m-levitan@mail.ru

Abstract. In this article, a univariate regression analysis of Fe, Mn, Mn/Fe and C_{org} distributions and marine sediment densities by depth in sections of studied boreholes drilled on the Vøring Plateau was used to investigate the intensity of diagenetic transformations. As a result, quantitative parameters of diagenesis processes in Eocene-Pleistocene sediments were obtained. In addition, the degree of intensity of diagenesis processes for the main lithological sediment types of the Vøring Plateau was studied on the basis of single-factor analysis of variance data.

As a result, it was found that in addition to hiatuses, the effects of bottom currents and turbidites, the degree of diagenetic transformation in Eocene-Pleistocene sediments depended on the following main factors: sediment accumulation conditions; lithological composition; the amount of organic carbon included in the Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau.

Keywords: diagenetic transformations of marine sediments, Eocene-Pleistocene, conditions of origin, Vøring Plateau, regression analysis, analysis of variance

For citation: Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R., Levitan M.A. Quantification of diagenetic transformations in Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau (Norwegian Sea) related to their environments. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 55–66. (In Russ.).

Введение. В последние годы внимание многих геологов привлечено к проблеме закономерности выявляемых изменений качественных и количественных параметров седиментации и постседиментационных преобразований в пространстве и времени. Выяснилось, что одним из важных путей решения этой проблемы является математико-статистический подход. В частности, авторы данной статьи применили его для изучения верхнеплиоценовых отложений Индийского океана [Сыромятников, Левитан, 2021], распределения $C_{орг}$ в осадках Баренцева моря, гранулометрии и химического состава современных отложений Карского моря [Сыромятников, Габдуллин, 2022]. Исследования, посвященные изучению диагенеза в морских осадках, важны не только в теоретическом, но и в практическом отношении. При этом особого внимания заслуживает анализ диагенетических преобразований морских отложений с учетом меняющихся условий осадконакопления, которые обуславливают формирование определенных литологических типов осадков разного состава и генезиса. В результате смены обстановок осадконакопления диагенетические процессы могут протекать с разной степенью интенсивности, как это было показано М.А. Левитаном [1980] при изучении постседиментационных преобразований в основных типах океанских отложений.

В статье мы исследовали распределение ряда геохимических индикаторов диагенеза: содержания Mn и Fe, отношения Mn/Fe, концентрации $C_{орг}$ а также плотности в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) из кернов скважин глубоководного бурения [Talwani, Udintsev et al., 1976]. Эти же параметры были использованы при анализе изменения условий седиментации.

Наиболее подробно процессы осадконакопления на плато Воринг описаны в работах [Левитан и др., 2005, 2007; Bischof, 2000; Dahlgren et al., 2003; Dowdeswell et al., 2022; Hebbeln et al., 1998; Henrich, 1989; Sarnthein et al., 2003]. Следует отметить, что диагенетические преобразования в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг остаются слабо изученными. В основном исследовался диагенез органического вещества в миоценовых осадках [Hjelstuen et al., 1997]. Кроме того, на основе анализа полученных данных глубоководного бурения [Morris, 1976] отмечалось, что диагенез в миоценовых отложениях более интенсивен, чем в осадках плейстоцена. При этом количественных данных, характеризующих процессы диагенеза в осадках плато Воринг, получено не было.

В настоящей статье на основе методов статистического анализа мы рассматриваем степень интенсивности диагенетических преобразований в 4-х разрезах эоцен-плейстоценовых осадков из скважин глубоководного бурения, пробуренных на плато Воринг, акцентируя внимание на основных литологических типах осадков. Следует отметить, что процессы диагенеза, протекающие в разновозрастных

осадках, имеют разную степень интенсивности, что связано наряду с другими факторами с различными условиями их накопления, которые неоднократно могли изменяться в геологической истории. Так, например, в более мелкозернистых осадках, характерных для межледниковий данного региона, процессы диагенеза могли протекать более интенсивно, чем в более грубозернистых осадках ледниковий, и т. д. При исследовании диагенеза в различных морских и океанских обстановках осадконакопления исследователи не всегда располагают достаточно большим количеством исходных данных по химии, минералогии и литологии для его комплексной и детальной оценки. В условиях дефицита данных на помощь приходят методы статистического анализа, которые позволяют провести количественную оценку диагенетических преобразований на основе небольшого количества данных по химии и литологии с построением точных математических моделей.

Материалы и методы исследований. Исходным материалом для написания статьи явились данные, полученные в результате проведения 38 рейса глубоководного бурения [Talwani, Udintsev et al., 1976] (табл. 1) в районе плато Воринг. Как известно, краевое подводное плато Воринг простирается от западной континентальной окраины Норвегии на запад и разделяет восточную часть Норвежского моря на две котловины — Норвежскую и Лофотенскую (рис. 1). Плато Воринг имеет плоскую вершину на глубине около 1300 м. На севере оно граничит с Лофотенской котловиной с глубинами от 2800 до 3200 м, а на юго-западе — с зоной разломов Ян-Майен и Норвежской котловиной с глубинами от 2900 до 3500 м.

Таблица 1

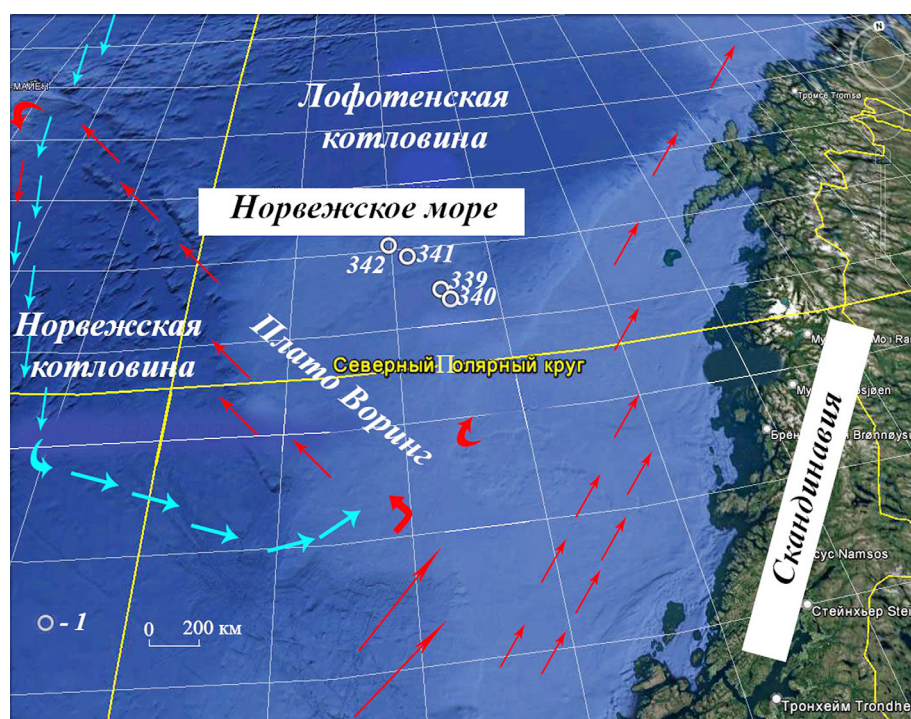
Расположение скважин в пределах исследуемого региона плато Воринг

№ скважины	Координаты	Глубина, м
339	67°12,65'N, 06°17,05' E	1262
340	67°12,47'N, 06°18,38' E	1217
341	67°20,10'N, 06°06,64' E	1439
342	67°57,04'N, 04°56,02' E	1303

Для проведения статистических анализов использовались данные по содержанию Fe, Mn, $C_{орг}$ [Emelyanov et al., 1978], рассчитанное нами отношение Mn/Fe, а также информация по литологическим типам эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг и их плотности в скв. 339, 340, 341 и 342, взятая из отчета по данному рейсу (табл. 2; 3) [Talwani, Udintsev et al., 1976].

Как известно, чувствительными индикаторами раннего диагенеза в осадках являются содержания Fe и Mn, а также отношение Mn/Fe [Геохимия..., 1980; Розанов, 1976; Волков, 1979, 1984; Страхов, 1960; Фролов, 1992; Холодов, 2006, 2020; Naehrer et al., 2013]. Кроме того, распределение Mn/Fe успеш-

Рис. 1. Схематическая карта расположения изученных скважин плато Воринг. Поверхностные течения даны по работам [Blindheim et al., 2004; Slubowska-Woldengen et al., 2008]. Синие стрелки — направления перемещения полярных вод; красные стрелки — теплые течения. 1 — скважины



но применяется при реконструкции содержаний кислорода [Демина и др., 2017; Naehrer et al., 2013] с целью изучения окислительно-восстановительных условий среды осадкообразования. В условиях окислительного диагенеза увеличивается содержание Mn и, соответственно, отношение Mn/Fe. В восстановительной обстановке концентрации Mn уменьшаются [Левитан и др., 2014; Демина и др., 2017], а Fe^{3+} восстанавливается до Fe^{2+} .

Статистические анализы с помощью метода одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов были выполнены в программе Statgraphics plus версии 5.

План исследований был следующим: 1) с помощью метода одномерного регрессионного анализа изучить закономерность распределения плотности ρ олигоцен-плейстоценовых осадков по скважине 339 [Talwani, Udintsev et al., 1976] и на основе построенной модели регрессии реконструировать плотность для тех глубин, где она не определялась; 2) сопоставить полученные значения плотности с содержаниями Mn и Fe; 3) выполнить построение моделей регрессии отношения Mn/Fe по разрезу скважин 340 и 342, а также C_{org} по скважине 341 в различных литологических типах эоцен — плейстоценовых осадков плато Воринг; 4) на основании графического анализа с учетом построенных моделей регрессии по распределению Mn, Fe, Mn/Fe, C_{org} плотности осадков и воздействию внешних факторов на процессы осадконакопления оценить степень интенсивности диагенетических преобразований в различных литологических типах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Результаты исследований и их обсуждение.

В результате применения одномерного регрессионного анализа по распределению плотности по разре-

зу олигоцен-плейстоценовых осадков скважины 339 (табл. 3) обнаружена ее обратная нелинейная взаимосвязь с глубиной с уровнем достоверности 99%. При этом P -value составляет менее 0,01 (рис. 2, а; табл. 4). Коэффициент корреляции равен 0,61. Наряду с этим, коэффициент детерминации R^2 , равный 37,7%, показывает долю изменения плотности по разрезу скважины 339. Кроме того, стандартная ошибка (среднеквадратическое отклонение регрессионных остатков) составляет 0,09. Данная величина объясняет отклонение наблюдаемых значений плотности от предсказываемых значений плотности в полученной модели регрессии.

В результате регрессионного анализа распределения плотности и Fe была обнаружена положительная экспоненциальная взаимосвязь между ними с уровнем достоверности 99%, P -value < 0,01. Коэффициенты корреляции и детерминации данной модели составляют, соответственно, 0,86 и 74,5%. При этом стандартная ошибка равна 0,07 (рис. 2, б; табл. 4).

Наряду с этим установлена положительная корреляционная взаимосвязь между распределением плотности и Mn с уровнем достоверности 99%, P -value < 0,01. Коэффициент корреляции в данной модели регрессии составляет 0,77. Коэффициент детерминации равен 59,1%. Стандартная ошибка равна 0,09 (рис. 2, в; табл. 4).

Рассмотрим распределение Fe по глубине в разрезе скважины 339. Здесь можно наблюдать нелинейную обратную зависимость (рис. 2, г, табл. 4) распределения Fe по глубине, установленную с уровнем достоверности 99%, так как P -value является значительно меньшим, чем 0,01. При этом коэффициент корреляции составляет -0,88. Коэффициент детерминации R^2 , равный 77%, показывает долю из-

Таблица 2

Содержание Fe, Mn и $C_{орг}$ отношение Mn/Fe, в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг по [Emelyanov et al., 1978]

Образец (интервал, см)	Глубина, м	Fe, %	Mn, %	$C_{орг}$, %	Mn/Fe	Лито- типы
Скважина 339						
2-2, 119–121	10,8	4,400	0,050	0,600	0,011	1
2-2, 140–142	10,9	3,960	0,050	0,450	0,013	1
2-4, 138–141	14,4	3,620	0,050	0,300	0,014	1
3-2, 110–112	20,2	3,860	0,040	0,450	0,010	1
3-3, 138–140	21,9	4,340	0,050	0,390	0,012	1
3, CC	27,0	3,800	0,030	0,340	0,008	1
4-1, 142–144	28,4	4,270	0,080	0,600	0,019	1
4-3, 89–91	31,0	4,270	0,060	0,630	0,014	1
4-4, 17–19	32,0	4,050	0,060	0,810	0,015	1
5-2, 138–140	39,5	3,700	0,050	0,600	0,014	1
6-2, 23–25	47,9	3,550	0,020	0,420	0,006	1
6-4, 85–87	51,6	3,860	0,060	0,540	0,016	1
6, CC	55,5	3,800	0,050	0,750	0,013	1
7-2, 50–52	57,5	3,100	0,030	0,450	0,010	2
7-3, 50–52	59,2	3,190	0,040	0,390	0,013	2
7, CC	65,0	2,080	0,030	0,540	0,014	3
8-4, 10–12	69,9	3,800	0,060	0,510	0,016	4
8-5, 60–62	72,0	3,620	0,040	5,210	0,011	2
10-2, 89–91	86,6	1,220	0,010	0,480	0,008	3
11-1, 100–110	94,7	0,860	0,004	0,780	0,005	3
11, CC	103,0	0,830	0,010	0,370	0,012	3
12-3, 90–92	105,5	0,900	0,009	0,600	0,010	3
12, CC	108,0	0,530	0,007	0,810	0,013	3
Скважина 340						
2-1, 35–37	9,90	3,42	0,04	0,45	0,012	3
2-1, 42–44	10,00	1,60	0,02	0,27	0,013	3
2-1, 140–150	11,10	3,69	0,07	0,45	0,019	3
2, CC	19,00	2,36	0,04	0,24	0,017	3
3-4, 75–77	24,60	1,54	0,02	0,15	0,013	3
3-5, 75–77	26,20	1,85	0,02	0,12	0,011	3
3, CC	28,50	2,69	0,02	0,24	0,007	3
4-2, 75–77	31,00	1,91	0,02	0,18	0,010	3
4, CC	38,00	1,83	0,02	0,18	0,011	3
5-1, 70–72	38,80	2,13	0,01	0,21	0,005	3
5, CC	47,50	1,85	0,02	0,21	0,011	3
6-1, 60–62	48,10	1,06	0,01	0,27	0,009	3
6-2, 60–62	49,90	2,14	0,01	0,24	0,005	3
6, CC	67,00	2,10	0,03	0,24	0,014	3
7-0, 10–12	67,10	2,44	0,02	0,27	0,008	3
7-2, 95–97	59,70	2,27	0,03	0,27	0,013	3
7-5, 95–97	64,40	1,67	0,02	0,12	0,012	3
7, CC	66,50	0,95	0,01	0,15	0,011	3
8-2, 72–74	67,20	1,58	0,01	0,15	0,006	3
8-3, 72–74	70,50	1,76	0,01	0,15	0,006	3
8, CC	76,00	2,91	0,02	0,24	0,007	3
Скважина 341						
9-2, 70–72	78,40	2,16	0,01	0,27	0,005	3
9-4, 70–72	81,50	2,55	0,01	0,27	0,004	3
9-5, 70–72	83,10	2,16	0,01	0,33	0,005	3
9, CC	85,50	2,79	0,01	0,30	0,004	5
10-1, 195–197	86,40	2,88	0,01	0,24	0,003	3
10-4, 50–52	90,80	2,80	0,02	0,33	0,007	3
10-5, 50–52	92,40	2,82	0,01	0,27	0,004	3
10, CC	95,00	2,13	0,05	0,15	0,023	3
11-2, 81–83	97,40	2,91	0,01	0,30	0,003	3
11-5, 81–83	102,20	3,40	0,02	0,18	0,006	3
11-6, 81–83	103,80	2,94	0,01	0,24	0,003	3
11, CC	104,50	3,24	0,03	0,39	0,009	5
4, CC	38,00	3,08	0,03	0,45	0,010	1
5-2, 50	41,00	3,02	0,02	0,96	0,007	6
5, cc	47,50	3,11	0,02	0,66	0,006	3
6, cc	57,00	2,95	0,02	0,90	0,007	3
7, CC	66,50	3,94	0,05	0,78	0,013	1
8, CC	76,00	3,82	0,05	0,84	0,013	1
9, CC	85,50	3,97	0,06	0,36	0,015	1
13, 109–111	90,40	3,89	0,06	0,54	0,015	1
11, CC	99,70	3,97	0,06	0,45	0,015	1
12, CC	105,50	3,99	0,05	0,36	0,013	1
13, CC	114,00	3,92	0,06	0,36	0,015	1
14, CC	123,50	3,76	0,06	0,42	0,016	1
16, CC	171,00	3,72	0,06	0,33	0,016	1
18, CC	209,00	3,81	0,06	0,30	0,016	1
19, CC	228,00	3,92	0,06	0,30	0,015	1
20, CC	247,00	4,42	0,06	0,36	0,014	1
21, CC	266,00	5,08	0,04	0,27	0,008	1
23-3, 10–12	304,10	4,14	0,03	0,66	0,007	1
24, CC	323,00	4,83	0,07	0,18	0,014	1
25, CC	342,00	3,96	0,02	1,20	0,005	2
26-2, 137–139	354,00	1,45	0,04	0,36	0,028	7
26, CC	361,00	3,57	0,02	0,72	0,006	2
27-2, 120–122	373,40	3,98	0,02	0,75	0,005	8
27, CC	380,00	4,13	0,02	0,75	0,005	8
28-2, 100–102	392,20	3,93	0,02	0,54	0,005	8
28, CC	399,00	3,42	0,02	0,75	0,006	8
29-2, 30–32	400,90	3,40	0,02	0,75	0,006	2
29, CC	408,50	3,61	0,20	2,10	0,055	2
30-2, 35–37	410,50	3,89	0,02	1,02	0,005	8
30, CC	418,00	4,04	0,02	0,96	0,005	2
31-2, 68–70	420,30	4,02	0,02	1,20	0,005	2
31, CC	427,50	3,56	0,02	1,20	0,006	2
32-2, 50–52	429,60	3,72	0,02	1,59	0,005	2

Образец (интервал, см)	Глубина, м	Fe, %	Mn, %	C _{орг} , %	Mn/Fe	Лито- типы
32, СС	417,00	3,67	0,02	1,38	0,005	2
33-2, 59–61	439,20	3,59	0,02	2,14	0,006	2
33, СС	446,50	3,42	0,03	1,77	0,009	2
34-2, 59–61	448,70	3,30	0,02	2,46	0,006	2
34-4, 62–64	451,90	4,01	0,03	2,52	0,007	2
34, СС	456,00	3,96	0,02	1,89	0,005	2
Скважина 342						
1-1, 49–51	0,5	4,3	0,08	0,21	0,019	4
1-3, 51, 53	3,5	3,84	0,11	0,24	0,029	4
1, СС	9	4,23	0,08	0,63	0,019	4
2-3, 20, 122	42	4,97	0,08	0,21	0,016	4
2, СС	47	4,86	0,12	0,42	0,025	4
3-1, 89–91	86	6	0,03	0,66	0,005	2

Образец (интервал, см)	Глубина, м	Fe, %	Mn, %	C _{орг} , %	Mn/Fe	Лито- типы
3-3, 119–121	89,6	5,07	0,03	–	0,006	2
3, СС	94,5	3,63	0,03	–	0,008	2
4, СС	132,5	2,5	0,02	–	0,008	5
5-1, 100–102	133,6	2,98	0,02	–	0,007	3
5-1, 100–102	136,7	2,53	0,02	–	0,008	3
5, 4, 100–102	138,3	2,95	0,02	–	0,007	3
5, 5, 100–102	139,9	3,14	0,02	–	0,006	3

Примечание. Литотипы: 1 — алевритово-пелитовый ил ледниково-морского генезиса; 2 — терригенный слабо кремнистый алевритово-пелитовый ил; 3 — диатомовый ил; 4 — доледниковый терригенный алевритово-пелитовый ил; 5 — диатомово-радиоляриево-спикуловый ил; 6 — радиоляриевый ил; 7 — кокколитовый ил; 8 — диатомовый ил.

Таблица 3

Распределение плотности в плейстоцен-олигоценовых осадках плато Воринг по скважине 339 [Talwani, Udintsev et al., 1976]

Образец (интервал, см)	Плотность ρ , г/см ³	Глубина, м
3-2, 130–131	1,72	20,30
3-3, 40–41	1,67	20,90
3-3, 120–121	1,70	21,70
3-3, 150–151	1,72	22,00
3-4, 40–41	1,71	22,40
3-4, 140–141	1,66	23,40
4-2, 30–31	1,54	28,80
4-2, 120–121	1,81	29,70
4-3, 30–31	1,78	29,30
4-4, 30–31	1,92	30,30
4-4, 120–121	1,88	32,70
5-1, 98–99	1,82	37,40
5-2, 30–31	1,94	38,30
5-2, 120–121	1,91	39,20
6-1, 105–106	1,79	47,10
6-2, 62–63	1,34	48,10
6-3, 150–151	1,81	50,50
6-4, 70–71	2,01	51,10
7-2, 44–45	1,29	56,40
7-3, 100–101	1,24	59,50
8-1, 69–70	1,76	65,70
8-2, 40–41	1,77	66,9
8-4, 41–42	1,93	70,00
10-2, 110–111	1,17	86,60
10-3, 80–81	1,21	87,80
12-3, 71–72	1,21	106,70

Образец (интервал, см)	Плотность ρ , г/см ³	Глубина, м
3-2, 130–131	1,72	20,30
3-3, 40–41	1,67	20,90
3-3, 120–121	1,70	21,70
3-3, 150–151	1,72	22,00
3-4, 40–41	1,71	22,40
3-4, 140–141	1,66	23,40
4-2, 30–31	1,54	28,80
4-2, 120–121	1,81	29,70
4-3, 30–31	1,78	29,30
4-4, 30–31	1,92	30,30
4-4, 120–121	1,88	32,70
5-1, 98–99	1,82	37,40
5-2, 30–31	1,94	38,30
5-2, 120–121	1,91	39,20
6-1, 105–106	1,79	47,10
6-2, 62–63	1,34	48,10
6-3, 150–151	1,81	50,50
6-4, 70–71	2,01	51,10
7-2, 44–45	1,29	56,40
7-3, 100–101	1,24	59,50
8-1, 69–70	1,76	65,70
8-2, 40–41	1,77	66,9
8-4, 41–42	1,93	70,00
10-2, 110–111	1,17	86,60
10-3, 80–81	1,21	87,80
12-3, 71–72	1,21	106,70

менения Fe с ростом глубины. В данном случае стандартная ошибка регрессии равна 0,22. В дополнение к этому установлена нелинейная обратная регрессионная зависимость распределения Mn по глубине скважины 339 (рис. 2, д; табл. 4) с коэффициентом корреляции, равным –0,78. Коэффициент детерми-

нации составил 60%, что отражает интенсивность сокращения Mn с глубиной. При этом стандартная ошибка регрессии составляет 0,04.

Изучение распределения отношения Mn/Fe по глубине в разрезе скважины 340 позволило обнаружить обратную экспоненциальную зависимость,

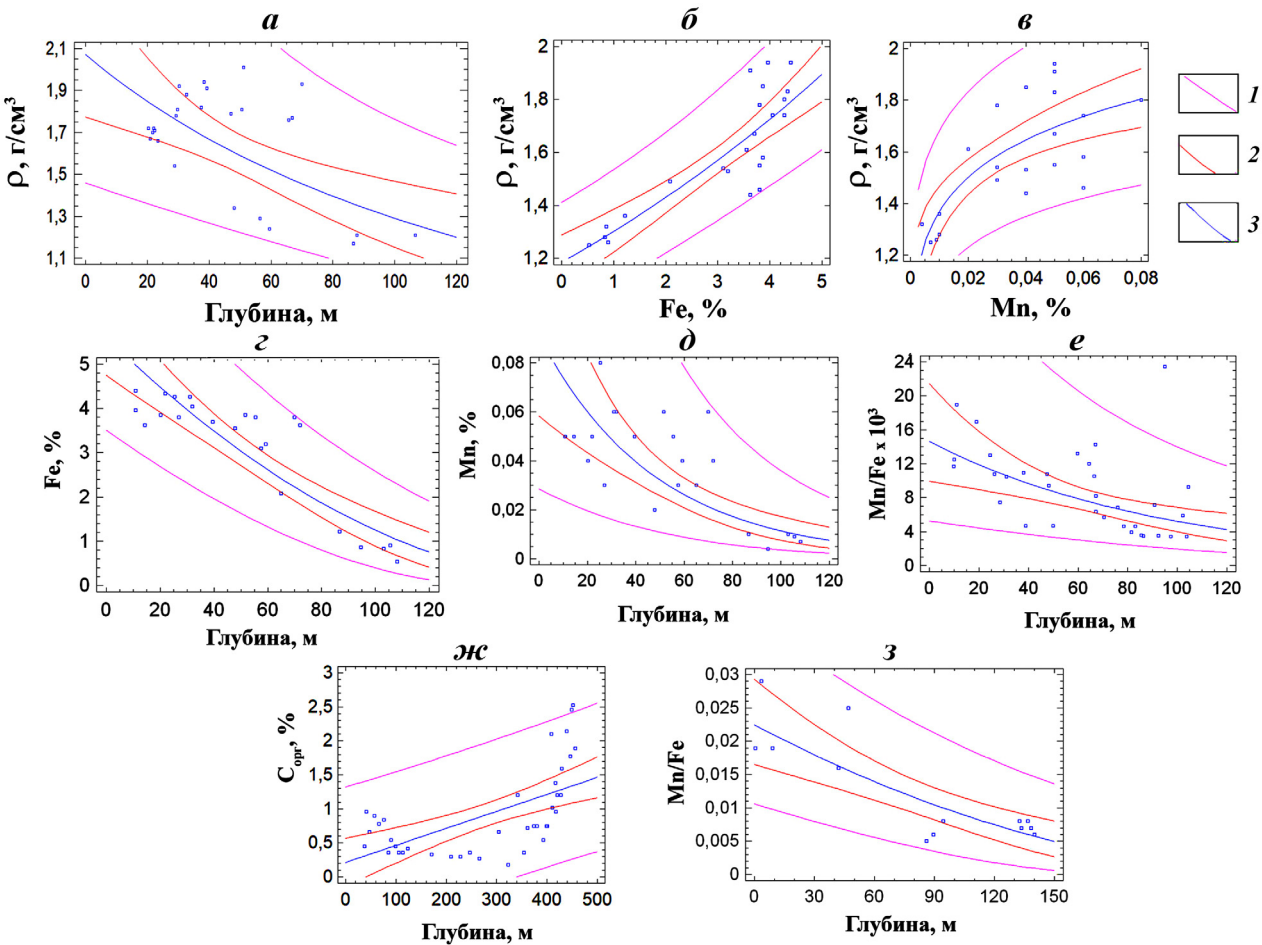


Рис. 2. Результаты регрессионного анализа: а — график обратной нелинейной зависимости распределения плотности ρ (г/см³) по глубине скважины 339; б — график прямой линейной взаимосвязи между распределением плотности ρ (г/см³) и содержанием Fe (%) по скважине 339; в — график прямой нелинейной взаимосвязи между распределением плотности ρ (г/см³) и содержанием Mn (%) по скважине 339; г — график обратной линейной зависимости распределения содержания Fe по глубине скважины 339; д — график обратной линейной зависимости распределения содержания Mn по глубине скважины 339; е — график линейной график нелинейной обратной зависимости распределения отношения Mn/Fe по глубине скважины 340; ж — график прямой линейной зависимости содержания $C_{орг}$ по глубине скважины 341; з — график обратной нелинейной зависимости распределения отношения Mn/Fe по глубине скважины 342. 1 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — линия регрессии

Таблица 4

Основные данные регрессионного анализа по распределению плотности, Fe, Mn, отношения Fe/Mn и $C_{орг}$ в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг

Уравнение регрессии	Количество исследуемых образцов	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R^2 , %	Стандартная ошибка регрессии	P-value
Скв. 339, распределение Fe, %					
$\rho = 1/(0,48 + 0,0029 \cdot H)$	25	0,61	37,7	0,09	0,001
$\rho = \exp(0,17 + 0,094 \cdot Fe)$	22	0,86	74,5	0,07	0,000
$\rho = 2,524 \cdot Mn^{0,13}$	22	0,77	59,1	0,09	0,000
$Fe = (2,38 - 0,013 \cdot H)^2$	22	-0,88	77	0,22	0,000
Скв. 339, распределение Mn, %					
$Mn = (0,27 - 0,002 \cdot H)^2$	22	-0,78	60	0,04	0,000
Скв. 340, распределение Mn/Fe ³⁺					
$Mn/Fe = \exp(-4,23 - 0,0103 \cdot H)$	32	-0,56	31	0,47	0,001
Скв. 341, распределение Mn/Fe ³⁺					
$C_{орг} = 0,215 + 0,0025 \cdot H$	38	0,6	36	0,5	0,000
Скв. 342, распределение Mn/Fe ³⁺					
$Mn/Fe = 0,024 - 0,000135 \cdot H$	12	-0,84	71	0,005	0,000

Примечание: H — глубина в м по скважинам 339, 340, 341 и 342.

которая выражается в сокращении отношения Mn/Fe с глубиной на 31% (рис. 2, е; табл. 4). При этом коэффициент корреляции равен $-0,56$, а стандартная ошибка составила $0,41$. Уровень достоверности данной модели составляет 99%, так как P -value значительно меньше, чем $0,01$ (табл. 4).

Следует отметить, что содержание $S_{\text{орг}}$ по глубине скважины 341 (табл. 4; рис. 2, ж) имеет положительную корреляцию. Здесь наблюдается увеличение содержания $S_{\text{орг}}$ с глубиной на 36%. При этом коэффициент корреляции равен $0,56$. Стандартная ошибка равна $0,5$. Уровень достоверности исходной модели составляет 99%, с учетом значения P -value менее, чем $0,01$.

Наряду с этим изучено распределение отношения Mn/Fe по глубине скважины 342 (табл. 4; рис. 2, з). В результате построена обратная линейная зависимость между распределением отношения Mn/Fe и глубиной. При этом можно рассматривать интенсивное сокращение отношения Mn/Fe с глубиной на 71%. Коэффициент корреляции равен $-0,84$, а стандартная ошибка составляет всего $0,005$. Уровень достоверности данной модели 99%, с учетом P -value менее чем $0,01$.

Следует отметить, что с помощью построенной модели регрессии (табл. 4) были успешно реконструированы значения плотности олигоцен-плейстоценовых осадков на отметках глубин, где плотность не определялась, что позволило сопоставить полученные данные с содержаниями Fe и Mn в разрезе скважины 339 (табл. 5).

Графический анализ распределения Fe, Mn и реконструированных значений плотности по скважине 339 (рис. 3, а) приводит к выводу, что в целом наблюдается уменьшение значений Fe, Mn и плотности (ρ) по глубине. При этом в диатомовых илах наблюдается заметное уменьшение содержания Fe и Mn на отметке глубины 65 м до 2 и 0,03%, соответственно. Далее, вниз по разрезу на глубине 70 м отмечается увеличение содержания Fe до 3,8% и Mn до 0,06% в коричневых доледниковых терригенных алевроитово-пелитовых илах. Затем до глубины 108 м в голубовато-серых диатомовых илах происходит резкое уменьшение содержания Fe до 0,53% и Mn до 0,007% [Emelyanov et al., 1978; Talwani, Udintsev et al., 1976].

Уменьшение плотности обусловлено уменьшением содержания терригенного вещества сверху вниз по разрезу, обусловленного сменой условий осадконакопления. Диагенетические преобразования олигоцен-плейстоценовых осадков скважины 339 тесно связаны с историей седиментации в этот период. Здесь намечаются три основных периода осадконакопления [Емельянов и др., 1989; Левитан, 2005; Vogt, 1986]. Первый связан с длительным палеогеновым кремненакоплением (ранний — поздний олигоцен) (рис. 2). В это время пролив Фрама еще не существовал и циркуляция поверхностной водной массы в Норвежско-Гренландском бассейне

Таблица 5

Распределение плотности, Fe и Mn в олигоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг по скважине 339 (на основе данных модели регрессии, табл. 3 и 4)

Глубина, м	Плотность ρ , г/см ³	Fe, %	Mn, %
11,0	1,94	4,400	0,050
10,9	1,94	3,960	0,050
14,4	1,91	3,620	0,050
20,2	1,85	3,860	0,040
21,9	1,83	4,340	0,050
27,0	1,78	3,800	0,030
28,4	1,80	4,270	0,080
31,0	1,74	4,270	0,060
32,0	1,74	4,050	0,060
39,5	1,67	3,700	0,050
47,9	1,61	3,550	0,020
51,6	1,58	3,860	0,060
55,5	1,55	3,800	0,050
57,5	1,54	3,100	0,030
59,2	1,53	3,190	0,040
65,0	1,49	2,080	0,030
69,9	1,46	3,800	0,060
72,0	1,44	3,620	0,040
86,6	1,36	1,220	0,010
94,7	1,32	0,860	0,004
103,0	1,28	0,830	0,010
105,5	1,26	0,900	0,009
108,0	1,25	0,530	0,007

носила антициклональный характер. В некоторых скважинах миоценовые отложения отсутствуют из-за перерыва в седиментации. К этому времени приурочено начало открытия пролива Фрама. Второй этап развития седиментации — раннеплиоценовый. Для него характерно типичное для апвеллинговых фаций переслаивание диатомовых илов, слабокремнистых диатомовых отложений и доледниковых терригенных алевроитово-пелитовых илов. Третий этап (позднеплиоценовый-четвертичный) связан с неотектоническими движениями и оледенением Северного полушария [Knies, 2014]. При этом усилились потоки терригенного материала из Скандинавии и Норвегии на фоне чередования ледниковых и межледниковых стадий. В то же время продолжалось открытие пролива Фрама вплоть до плейстоцена. Норвежское течение на север продолжилось Западно-Шпицбергенским течением. В результате накапливались плейстоценовые алевроитово-пелитовые илы ледниково-морского генезиса. Уменьшение плотности вниз по разрезу объясняется не только сменой типа осадков, но и выделением CO_2 и других газов при разложении органического вещества в ходе диагенеза, которые разуплотняли осадки [Усов, 2019].

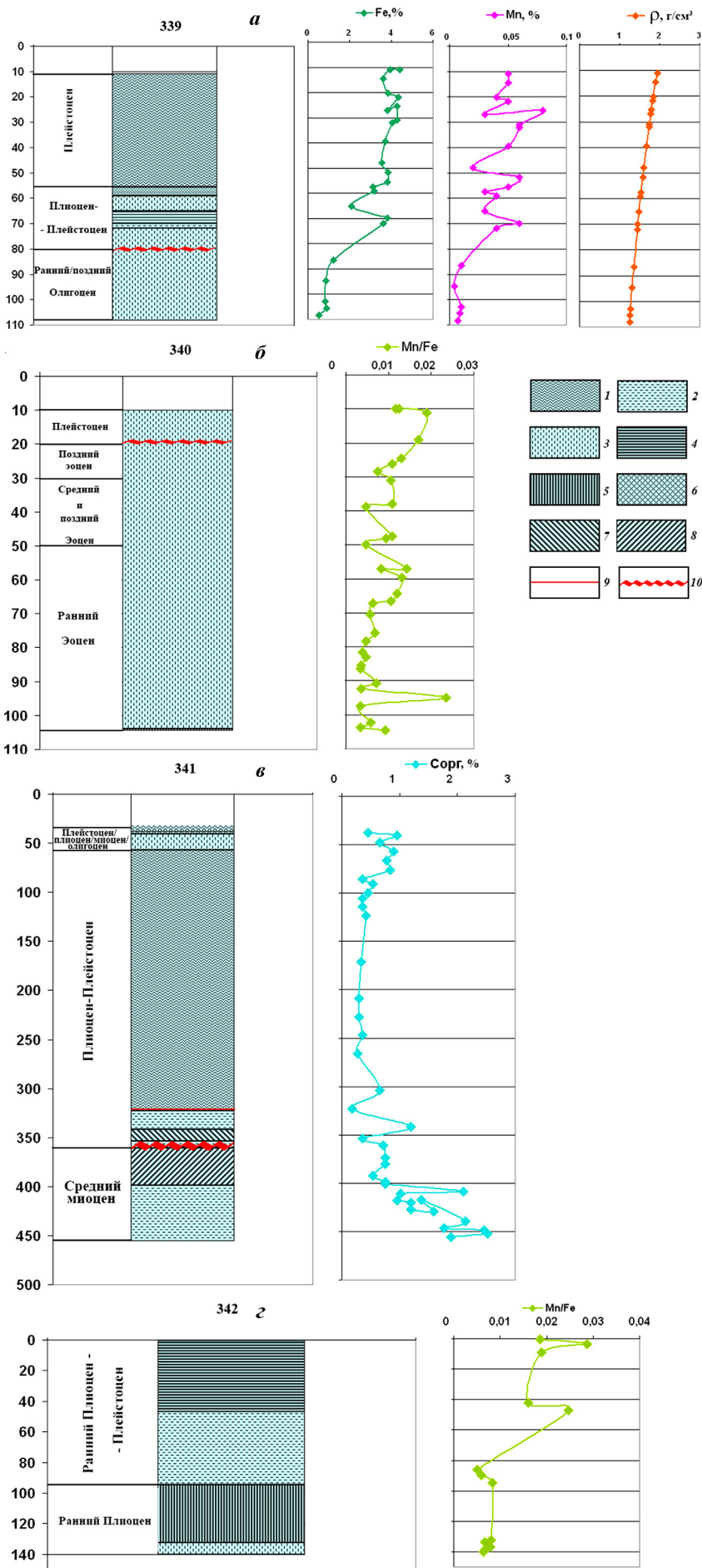


Рис. 3. Распределение основных индикаторов диагенетических преобразований: а — содержания Mn, Fe; б, з — отношения Mn/Fe; в — содержания S_{org} и плотности в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг. Типы осадков: 1 — алевроитово-пелитовый ил ледниково-морского генезиса; 2 — терригенный слабо кремнистый алевроитово-пелитовый ил; 3 — диатомовый ил; 4 — доледниковый терригенный алевроитово-пелитовый ил; 5 — диатомово-радиоляриево-спикуловый ил; 6 — радиоляриевый ил; 7 — кокколитовый ил; 8 — диатомит; 9 — турбидиты; 10 — перерыв в осадконакоплении

Следует отметить, что в целом намечается уменьшение отношения Mn/Fe с глубиной в диатомовых илах в скважине 340 (рис. 3, б). При этом наблюдается резкое его увеличение на отметке 95 м до 0,023% в желтых диатомовых илах. Это связано с действием донных течений, обогащающих кислородом наддонные воды. При этом характерна смена восстановительного диагенеза окислительным с формированием различных оксигидроксидов, в том числе Fe и Mn.

Рассмотрим распределение $C_{орг}$ по разрезу скважины 341 (рис. 3, в). Здесь от отметки 38 до 76 м от алевритово-пелитовых илов ледниково-морского генезиса до диатомовых илов наблюдаются стабильные значения $C_{орг}$ от 0,5 до 1%. В алевритово-пелитовых илах ледниково-морского генезиса до отметки 266 м значение $C_{орг}$ не превышает 0,4%. Далее вниз по разрезу фиксируется увеличение $C_{орг}$ до 0,7%, а в районе 323 м, где отмечен турбидитовый прослой, происходит уменьшение содержания $C_{орг}$ до 0,18%. В районе 342 м в терригенных слабо кремнистых алевритово-пелитовых илах плиоцена наблюдается резкое увеличение $C_{орг}$ до 1,2%. На уровне перерыва осадконакопления между плиоцен-плейстоценовыми терригенными слабо кремнистыми алевритово-пелитовыми осадками и диатомовыми илами среднемиоценового возраста в районе отметки 354 м фиксируется уменьшение $C_{орг}$ до 0,36%. Далее в терригенных слабо кремнистых алевритово-пелитовых илах среднего миоцена отмечается неравномерное увеличение $C_{орг}$ в диапазоне от 0,5 до 2,5%, что связано с апвеллингом. Заметные сокращения в содержании $C_{орг}$ связаны как с разбавляющей ролью турбидитовых осадков, так и с перерывами в осадконакоплении. Во втором случае восстановительный диагенез сменялся окислительным, что приводило к более интенсивной минерализации органического вещества с выделением CO_2 и других газов.

Величина отношения Mn/Fe по скважине 342 уменьшается с глубиной (рис. 3, г). При этом наблюдается резкое уменьшение отношения Mn/Fe от 0,019 в доледниковых терригенных алевритово-пелитовых илах морского генезиса к терригенным слабо кремнистым илам, в среднем до 0,006. Далее отношение Mn/Fe несколько увеличивается до 0,008 в диатомово-радиоляриево-спикуловых илах и равномерно сокращается к диатомовому илу до 0,007, что объясняется разбавлением Mn биогенным опалом (увеличением содержания Fe?).

Пики резкого колебания величин отношения Mn/Fe по разрезу скважины 342 связаны как с литологическим составом осадков и фациальными условиями их накопления, так и с перерывом в осадконакоплении.

Приведем результаты расчета количественных параметров одномерного регрессионного анализа по распределению плотности, содержаний Fe и Mn, Mn/Fe отношения и концентрации $C_{орг}$ по глубине в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (табл. 6

и 7). Содержание Fe резко уменьшается с глубиной почти в 5 раз от плейстоценовых осадков к олигоценовым в интервале от 10 до 108 м, что отмечается по скважине 339. В то же время сокращение концентраций Mn в том же самом интервале глубин по скважине 339 происходит в 6,5 раз быстрее в связи с тем, что в восстановительных условиях Mn восстанавливается быстрее, чем Fe [Демина и др., 2017]. В этом же интервале глубин плотность морских осадков уменьшается в 1,6 раз.

Отношение Mn/Fe уменьшается от плейстоценовых осадков к нижнеэоценовым менее интенсивно, в 2,6 раза в интервале глубин от 10 до 104 м в скважине 340 (табл. 6). Наряду с этим можно наблюдать увеличение содержания $C_{орг}$ с глубиной по скважине 341 в интервале глубин от 10 до 456 м от

Таблица 6

Предсказанные величины содержания Fe, Mn, отношения Mn/Fe и плотности в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг на основе полученных уравнений регрессии (начало)

Геологический возраст	Глубина по разрезу скважины, м	Fe, %	Mn, %	Mn/Fe	ρ , г/см ³
Скважина 339					
Плейстоцен	0	5,12	0,071	–	2,07
	25	4,22	0,053	–	1,80
	57	2,74	0,033	–	1,54
	Среднее значение	4,03	0,062	–	1,80
Плиоцен — плейстоцен	58	2,69	0,032	–	1,53
	79	1,90	0,022	–	1,40
	Среднее значение	2,30	0,027	–	1,47
Ранний/поздний олигоцен	80	1,87	0,021	–	1,40
	108	1,03	0,011	–	1,25
	Среднее значение	1,45	0,016	–	1,32
Скважина 340					
Плейстоцен	10	–	–	0,013	
	20	–	–	0,012	
	Среднее значение	–	–	0,013	
Поздний эоцен	25	–	–	0,011	
	30	–	–	0,01	
	Среднее значение	–	–	0,011	
Средний и поздний эоцен	35	–	–	0,01	
	50	–	–	0,009	
	Среднее значение	–	–	0,0095	
Ранний эоцен	55	–	–	0,008	
	104	–	–	0,005	
	Среднее значение	–	–	0,007	

Таблица 7

Предсказанные величины отношения Fe/Mn и содержания $C_{орг}$ в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг на основе полученных уравнений регрессии

Геологический возраст	Глубина по разрезу скважины, м	Mn/Fe	$C_{орг}$
Скважина 341			
Плейстоцен/плиоцен/миоцен/олигоцен	10	–	0,24
	25	–	0,28
	63	–	0,37
	Среднее значение	–	0,3
Плиоцен — плейстоцен	65	–	0,38
	352	–	1,09
	Среднее значение	–	0,7
Средний Миоцен	355	–	1,10
	456	–	1,35
	Среднее значение	–	1,23
Скважина 342			
Ранний миоцен — плейстоцен	10	0,023	–
	85,8	0,011	–
	Среднее значение	0,017	–
Ранний миоцен	90	0,011	–
	100	0,009	–
	120	0,007	–
	139,9	0,006	–
	Среднее значение	0,008	–

перемешанных разновозрастных прослоев плейстоцен-олигоценового возраста (подводно-оползневой генезиса?) вплоть до среднемиоценовых осадков в 5,6 раз (табл. 7). Здесь в интервале глубин от 65 до 352 м в осадках плиоцен-плейстоценового возраста отмечено резкое увеличение содержания $C_{орг}$ в 2,9 раза от 0,38 до 1,09%. Это свидетельствует о смене восстановительных условий диагенеза на сильно восстановительные [Волков, 1979, 1984; Страхов, 1979; Холодов, 2006] в связи с доминированием апвеллинговых условий в самой нижней части рассмотренного разреза.

Следует отметить сокращение отношения Mn/Fe по разрезу скважины 342 в интервале от 10 до 139,9 м от нижнемиоцен-плейстоценовых к нижнемиоценовым осадкам в 3,8 раза (табл. 7), что позволяет диагностировать восстановительную обстановку, связанную с уменьшением кислорода в осадках и сопровождающуюся восстановлением окисных соединений. Выше уже отмечалось, что эти изменения отношения Mn/Fe обусловлены также сменой литологического состава.

Рассмотрим результаты однофакторного дисперсионного анализа по содержанию $C_{орг}$ в основных литологических типах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг. Из табл. 8 следует, что дисперсия по содержанию органического углерода подразделяется на межгрупповую и внутригрупповую. При этом критерий Фишера составляет 36,7.

Таблица 8

Результаты дисперсионного анализа по содержанию $C_{орг}$ в основных литотипах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг

Источник	Сумма квадратов, SS	Степени свободы, Df	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
Между группами	20,92	2	10,46	36,7	0,000
Внутри групп	23,7	83	0,29	–	–
Общая	44,62	85			

Статистическая значимость модели подтверждается P-значением, гораздо меньшим, чем 0,05. Наряду с этим наблюдаются максимальные средние значения $C_{орг}$ равные 1,59% в терригенных слабо кремнистых диатомовых алевритово-пелитовых илах, далее происходит уменьшение среднего содержания $C_{орг}$ до 0,48% в алевритово-пелитовых илах ледниково-морского генезиса и до 0,32% в диатомовых илах (табл. 9; рис. 4).

Необходимо подчеркнуть, что результаты однофакторного дисперсионного анализа показали, что распределение $C_{орг}$ имеет статистически значимую взаимосвязь с определенными литологическими типами осадков, т. е. с определенными морскими

Таблица 9

Средние значения содержания $C_{орг}$ в основных литотипах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг

Литотипы	Число образцов	Среднее значение $C_{орг}$, %	Стандартная ошибка	Минимальное значение	Максимальное значение
1	29	0,48	0,099	0,292	0,662
2	18	1,59	0,126	1,354	1,823
3	39	0,32	0,086	0,162	0,481
Общее	86	0,64			

Примечание: 1 — алевритово-пелитовый ил ледниково-морского генезиса; 2 — терригенный слабокремнистый диатомовый алевритово-пелитовый ил; 3 — диатомовый ил.

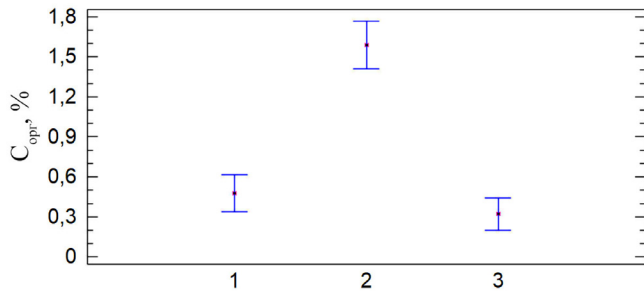


Рис. 4. Данные дисперсионного анализа эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг: средние содержания $C_{орг}$ в основных литологических типах осадков: 1 — алевритово-пелитовые илы ледниково-морского генезиса; 2 — терригенные слабо кремнистые диатомовые алевритово-пелитовые илы; 3 — диатомовые илы

фациями. При этом отмечается увеличение содержания $C_{орг}$ от диатомовых илов к терригенным слабо кремнистым диатомовым алевритово-пелитовым илам почти в 5 раз.

Большой интерес представляет тот факт, что регрессионный анализ изменения влажности натурального осадка с глубиной не выявил закономерного изменения этого параметра. Возможно, что причиной является наличие флюидов в осадочной толще [Talwani, 1976].

Заключение. В результате применения статистических анализов удалось выявить закономерности распределения содержаний Fe, Mn, плотности, отношения Mn/Fe, концентрации $C_{орг}$ в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг с уровнем достоверности 99%. Следует отметить, что не все параметры, рассмотренные нами, имели такой высокий уровень статистической значимости в распределении по разрезу эоцен-плейстоценовых отложений, например, изменение влажности по скважине 339 не было доказано статистически достоверно, с учетом P -value более чем 0,05.

Таким образом, на основе результатов одномерного регрессионного анализа установлена взаимосвязь между степенью интенсивности процессов диагенеза, литологией и глубиной залегания эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг с учетом данных по скважинам 339–342. Следует отметить, что в основном были получены нелинейные модели регрессии, которые свидетельствуют о том, что процессы диагенеза в данном регионе протекали неравномерно. Это подтверждают данные по распределению плотности эоцен-плейстоценовых осадков и содержаний Fe и Mn по скважине 339, отношения Mn/Fe по скважинам 340 и 342 скважин, а также концентрации $C_{орг}$ по скважине 341.

Кроме того, в результате проведения однофакторного дисперсионного анализа установлена статистически значимая связь степени интенсивности диагенеза с основными литологическими типами осадков данного региона и, следовательно, фациальными условиями их формирования.

Как известно, в большинстве случаев наблюдается двухзональный окислительно-восстановительный диагенез в нормальных морских осадках, где содержание $C_{орг}$ не превышает 1–3%. При этом

в верхних горизонтах осадков диагенез протекает в окислительных условиях с образованием окисных и гидроокисных соединений Fe, Mn, карбонатов и силикатов, а в нижних в восстановительных условиях с образованием сульфидов железа и марганца. При этом «нормальный» процесс седиментации и окислительно-восстановительного диагенеза может быть нарушен размывом осадков донными течениями и/или турбидными потоками. В данном случае процессы диагенеза становятся прерывистыми и возможна частичная или полная смена условий на восстановительно-окислительные [Юдович и др., 2011]. Для плиоцен — плейстоценовых осадков скважины 341 характерен прослой турбидита, который объясняет неравномерность диагенетических преобразований на данном участке и смену восстановительных условий окислительными.

Литологический состав эоцен-плейстоценовых осадков обусловлен условиями их накопления, которые изменялись на протяжении эоцен-плейстоценового времени в изученном регионе.

На основании одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов удалось оценить степень интенсивности диагенетических процессов в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг. Помимо перерывов в осадконакоплении, воздействия донных течений и турбидитов, на степень интенсивности диагенеза в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг оказывали влияние следующие основные факторы: 1) условия накопления осадков; 2) их литологический состав; 3) количество органического углерода, входящего в состав эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Таким образом, в результате выполненной работы удалось доказать закономерное изменение исследованных параметров седименто- и диагенеза и отсутствие закономерности в колебаниях влажности в эоцен-плейстоценовых отложениях плато Воринг.

Финансирование. Участие К.В. Сыромятникова и М.А. Левитана осуществлялось при финансовой поддержке госзаказа ГЕОХИ РАН, участие Р.Р. Габдуллина осуществлялось при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берк К., Кэйри П. Анализ данных с помощью Microsoft Excel. М.: Изд. дом «Вильямс», 2005. 560 с.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 269 с.
3. Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979. С. 363–413.
4. Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н. и др. Особенности распределения микроэлементов в процессах раннего диагенеза донных осадков Белого моря // Геохимия. 2017. № 1. С. 107–112.

5. Емельянов Е.М. Тримонис Э.С. Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 1989. 247 с.
6. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Особенности химического и минерального состава железо-марганцевых конкреций Чукотского моря // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, № 7. С. 853–866.
7. Левитан М.А. Диагенез и катагенез океанских отложений // Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 335–372.
8. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане

и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

9. Левитан М.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. История осадконакопления на плато Воринг (Норвежское море) за последние 25 тыс. лет // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 6. С. 563–580.

10. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А., Штайн Р. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2014. № 3. С. 233–248.

11. Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана. Биогеохимия диагенеза осадков океан. М.: Наука, 1976. 208 с.

12. Страхов Н.М. Основы литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 203 с.

13. Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // ДАН СССР. 1959. Т. 125, № 2. С. 389–392.

14. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Закономерности распределения гранулометрических типов современных донных осадков и органического углерода по глубине в западной части Баренцева моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 51–61.

15. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.

16. Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. Т. 66, № 2. 2021. С. 114–126.

17. Усов В.А. Диагенез как ведущий процесс формирования физико-механических свойств грунтов морского происхождения // Грунтоведение. Санкт-Петербургский ун-т, 2019. № 2. С. 33–39.

18. Фролов В.Т. Литология. Кн. 1, 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.; 1993. 406 с.

19. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 126 с.

20. Холодов В.Н. Основы многостадийной фазовой дифференциации в осадочном породообразовании и рудогенезе. М.: ГЕОС, 2020. 126 с.

21. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (Литолическая геохимия). Сыктывкар, 2011. 740 с.

22. Bischof J. Ice drift, ocean and climate change. Berlin: Springer, 2000. 214 p.

23. Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES J. Marine Sci. 2004. Vol. 61. P. 846–863.

24. Dahlgren K.I.T., Vorren T.O. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway // Mar. Geol. 2003. Vol. 193. P. 93–127.

25. Emelyanov E.M., Blazchishin A.I., Kharin G.S., et al. Mineral and chemical composition of sediments of the Vøring Plateau, DSDP Leg 38 // Supplementary to Initial reports of the DSDP. Vol. 38. 1978. P. 31–44.

26. Knies J., Mattingsdal R., Fabian K., et al. Effect of early Pliocene uplift on late Pliocene cooling in the Arctic–Atlantic gateway // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 387. P. 132–144.

27. Montellia A., Dowdeswell J.A., Ottesen D., Johansen S.E. Three-dimensional architecture and evolution of Quaternary contourite drifts on the Vøring Plateau, Norwegian Sea // Marine Geology. 2022. Vol. 453. P. 1–16.

28. Morris D.A. Organic Diagenesis of Miocene Sediments from Site 341, Vøring Plateau, Norway // Initial reports of the DSDP. Vol. 38. 1976. P. 809–814.

29. Hebbeln D., Henrich R., Baumann K.H. Paleooceanography of the last interglacial/glacial cycle in the polar North Atlantic // Quatern. Sci. Rev. 1998. Vol. 17. P. 125–153.

30. Henrich R. Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography and evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere climate // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. Vol. 104. P. 267–291.

31. Hjelstuen B.O., Eldholm O., Skogseid J. Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings // Marine Geology. 1997. Vol. 144. P. 33–57.

32. Naehrer S., Gilli A., North R.P., et al. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich Switzerland: Chem. Geol. 2013. Vol. 352. P. 125–133.

33. Sarnthein M., Pflaumann U., Weinelt M. Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates // Paleooceanography. 2003. Vol. 18, № 2. P. 25.1–25.8, doi: 10.1029/2002PA000771.

34. Slubowska-Woldengen M., Koč N., Rasmussen T.L., et al. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. // Quat. Sci. Rev. 2008. Vol. 27. P. 1476–1492.

35. Talwani M., Udintsev G.B., et al. Proceedings of the DSDP, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 38 (Washington, DC, U.S. Govt. Print. Office). 1976.

36. Vogt P.R. Seafloor Topography, Sediments, and Paleoenvironments // The Nordic seas / Ed. B.G. Hurdle. Berlin: Springer, 1986. P. 237–412.

Статья поступила в редакцию 16.05.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024