

УДК 551.46

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ В СПЕЦИФИЧНЫХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ХОЛМА (ТРОГ ЭСКАНАБА, ХРЕБЕТ ГОРДА, ТИХИЙ ОКЕАН). СООБЩЕНИЕ 1. СКВАЖИНА ODP 1038B

© 2024 г. В. Б. Курнос^{а, *}, Б. А. Сахаров^{а, **}, Ю. И. Коновалов^а,
А. Т. Савичев^а, И. А. Морозов^б, Д. М. Коршунов^а

^аГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

**e-mail: sakharovba@gmail.com

Поступила в редакцию 22.12.2023 г.

После доработки 13.03.2024 г.

Принята к публикации 24.04.2024 г.

Комплексом аналитических методов изучены глинистые минералы в плейстоценовых осадках из скважины ODP 1038B глубиной 120.50 м, пробуренной на северо-западном краю Центрального Холма, расположенного в трог Эсканаба (хребет Горда) около гидротермального источника с температурой 108°C, а также в плейстоценовых фоновых терригенных осадках из референтной скважины ODP 1037B, пробуренной также в трог Эсканаба, в 5 км к югу от Центрального Холма. Ассоциация терригенных глинистых минералов в осадках из скважины 1037B состоит из смешанослойных смектит-иллитов, смектита, хлорита, иллита, каолинита. В осадках из скважины 1038B в интервале от поверхности дна до глубины 5–7 м глинистые минералы терригенные. В остальной части разреза осадков глинистые минералы представлены новообразованными биотитом, хлоритом и диоктаэдрическим смектитом. Их формирование происходило в условиях, возникших при интрузии в трог Эсканаба базальтового расплава, с образованием лакколита и последующим быстрым остыванием его фланга, внедрение сопровождалось восхождением высокотемпературного гидротермального флюида по центральному каналу разгрузки, взаимодействующего с прилегающими к нему осадками. В результате на высокотемпературной стадии этого взаимодействия в осадках сформировался тонкодисперсный биотит за счет исходных терригенных глинистых минералов, К-полевого шпата и амфиболов. Затем, при быстром остывании раствора до температуры предположительно 270–330°C произошло частичное замещение биотита хлоритом. При дальнейшем быстром его остывании до температуры 200°C и ниже и смешении его с морской водой, просачивающейся в толщу осадков Центрального Холма, образовался смектит.

Ключевые слова: глинистые минералы, Центральный Холм, трог Эсканаба, хребет Горда, глубоководные скважины

DOI: 10.31857/S0024497X24050057 **EDN:** YPKDOE

Холмы, сложенные четвертичными осадками, известны в северо-восточной части Тихого океана. Они расположены в срединных долинах спрединговых хребтов, перекрытых осадочным чехлом: в Срединной Долине хребта Хуан де Фука [Davis et al., 1992], в трог Эсканаба хребта Горда [Fouquet et al., 1998], в Калифорнийском заливе

[Curry et al., 1982; Богданов и др., 2006], который является северным окончанием Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эти холмы образованы при внедрении в срединные долины, выполненные терригенными плейстоценовыми осадочными толщами, базальтового расплава с образованием лакколитов. В результате происходило

выдавливание вверх блоков осадков, верхние части которых возвышаются над дном в виде холмов высотой до 80 м. В настоящее время глубоководные скважины, вскрывающие осадочные толщи рядом с гидротермальными источниками, имеются только в трог Эсканаба (Центральный Холм).

Тектономагматические и гидротермальные условия Центрального Холма, в которых образуются глинистые минералы, отличаются от условий их формирования в циркуляционных гидротермальных системах, которые находятся в срединно-океанических хребтах над долгоживущими магматическими камерами. Наиболее близким примером образования глинистых минералов в условиях, характерных для конвективных гидротермальных систем в срединно-океанических хребтах, перекрытых осадками, является гидротермальная система в Срединной Долине хребта Хуан де Фука, где на гидротермальном поле “Мертвая собака”, рядом с гидротермальным источником с температурой 276°C, пробурена скважина ODP 858B [Davis et al., 1992]. Последовательное образование и преобразование глинистых минералов в осадках из этой скважины в условиях высокого температурного градиента (10°C/м) было изучено с разной степенью детальности [Buatier et al., 1994; Goodfellow, Peter, 1994; Kurnosov et al., 1994; Сахаров, Курносов, 2022].

На Центральном Холме глинистые минералы были ранее изучены в плейстоценовых осадках только из скважины 1038H [Lackschewitz et al., 2000], пробуренной ближе к его центральной части, над медленно остывающей частью лакколита. Но не было проведено изучение глинистых минералов в осадках из скважины 1038B, которая пробурена на краю Центрального Холма, над быстро остывающим флангом лакколита.

В Сообщении 1 настоящей статьи решаются следующие задачи.

1) Изучение методом компьютерного моделирования рентгеновских дифракционных картин фазового состава фракции <0.001 мм в гидротермально измененных осадках из скважины 1038B, а также в фоновых терригенных осадках из скважины 1037B, количественное определение содержания глинистых минералов в этой фракции и выяснение их структурных параметров.

2) Исследование морфологии и химического состава новообразованных и терригенных глинистых минералов в сканирующем электронном микроскопе с микрозондовой приставкой.

3) Выявление особенностей формирования глинистых минералов в осадках над быстро остывающим флангом лакколита, в которых рядом с гидротермальным источником пробурена скважина 1038B.

В статье использованы образцы плейстоценовых осадков, отобранные из керна скважин 1037B и 1038B в кернохранилище Программы океанского бурения (ODP – Ocean Drilling Program).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Местонахождение Центрального Холма показано на рис. 1 [Fouquet et al., 1998]. Он появился в результате интрузии базальтового расплава в трог Эсканаба с терригенными неизменными осадками мощностью 400–600 м [Davis, Becker, 2022; Morton, Fox, 2022; Zierenberg et al., 2022] и образования лакколита мощностью около 75–100 м [Denlinger, Holmes, 2022]. Это привело к поднятию блока плейстоценовых осадков [Fouquet et al., 1998; Morton, Fox, 2022; Denlinger, Holmes, 2022], верхняя часть которого возвышается над поверхностью дна в виде Центрального Холма высотой 60 м и диаметром 1 км [Fouquet et al., 1998]. Выдавливание блока осадков сопровождалось образованием по его периметру узкой разломной зоны и появлением в ней, на северо-западном краю Центрального Холма, центрального канала разгрузки гидротермального флюида [Denlinger, Holmes, 2022; Morton, Fox, 2022; Ross, Zierenberg, 1994; Zierenberg et al., 1993]. Внедрение базальтового расплава привело к формированию высокотемпературного раствора, поднимающегося по центральному каналу и взаимодействующего с осадками, прилегающими к нему. Затем последовало быстрое остывание фланга лакколита и разогретого раствора. В осадках, расположенных над флангом лакколита, прилегающих к центральному каналу, пробурена до глубины 120.50 м скважина ODP 1038B (рис. 2) [Fouquet et al., 1998] около гидротермального источника с температурой 108°C [Campbell et al., 2022].

Участники рейса ODP 169 разделили осадки из скважины 1038B на литологические Толщи II и III [Fouquet et al., 1998].

Толща II (интервал 0.00–72.70 м). Турбидиты состоят из тонкозернистого песка и алевролита, и переслаиваются с гемипелагическими осадками.

Толща III (интервал 72.70–120.50 м). Плохо сортированные тонко-среднезернистые пески

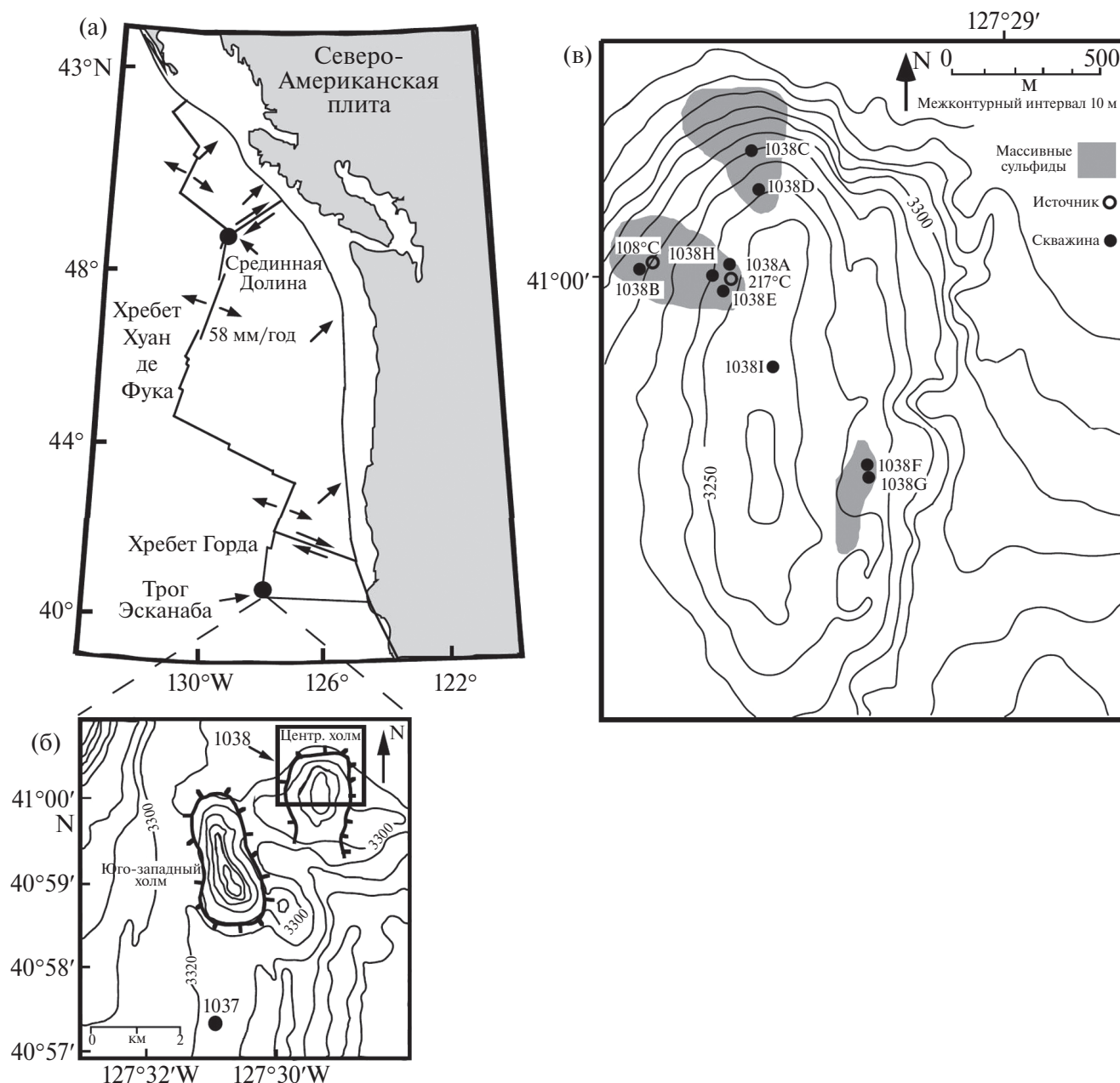


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточной части Тихого океана [Davis et al., 1992] (а), с указанием местоположения Центрального Холма и скважин 1037, 1038 в трог Эсканаба хребта Горда [Fouquet et al., 1998] (б), а также положения глубоководных скважин относительно гидротермальных источников на Центральном Холме [Fouquet et al., 1998] (в).

переслаиваются с гемипелагическими глинистыми осадками.

В трог Эсканаба, в 5 км к югу от Центрального Холма, пробурена референтная скважина 1037В (см. рис. 1), которая вскрыла в интервале 0–240 м плейстоценовые фоновые терригенные глинисто-алевритовые осадки с прослоями тонко-среднезернистых песков [Fouquet et al., 1998].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В изучении глинистых минералов основными аналитическими методами были экспрессная рентгеновская съемка ориентированных препаратов фракций <0.001 и 0.01–0.001 мм и компьютерное моделирование рентгеновских дифракционных картин, которое проведено для фракции <0.001 мм. Моделирование дифракционных

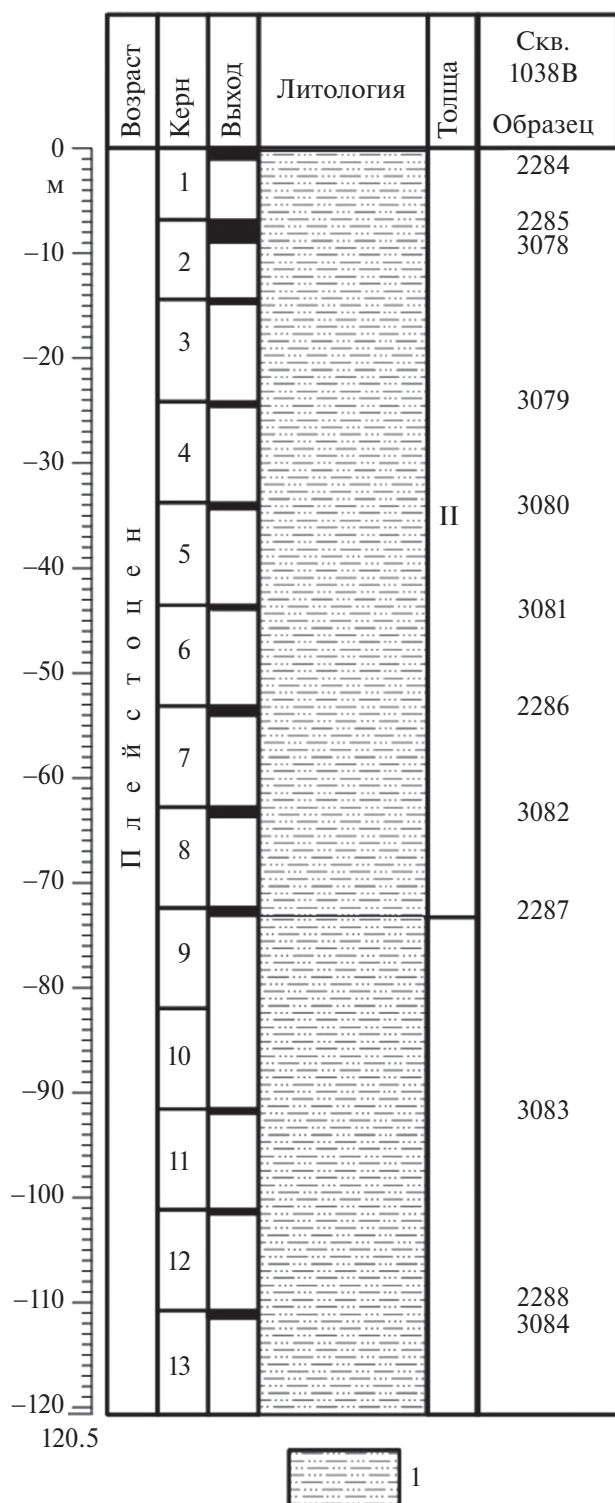


Рис. 2. Колонка скважины 1038В и отбор образцов. 1 — тонко-среднезернистые турбидиты (пески и алевриты), переслаивающиеся с гемипелагическими осадками.

картин проводилось в программах [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990] и [Sakharov, Lanson, 2013].

Рентгеновская съемка ориентированных препаратов фракции <0.001 мм осуществлена на дифрактометре D8 Advance Bruker, на CuK_α излучении. Сначала препараты были сняты со скоростью $2^\circ 2\theta$ в мин в интервале углов $2.0^\circ\text{--}34^\circ 2\theta$ (экспресс-съемка) в трех состояниях — воздушно-сухом, насыщенные этиленгликолем, прогретые при 550°C в течение 2 ч. Затем было проведено компьютерное моделирование экспериментальных дифракционных картин, полученных от препаратов, насыщенных этиленгликолем. Для части образцов съемка проведена в диапазоне углов $2.0^\circ\text{--}52^\circ 2\theta$ с измерением интенсивности дискретно, с шагом $0.02^\circ 2\theta$ и экспозицией 40 с. Для определения положения рефлексов 060, дифрактограммы неориентированных препаратов (порошки) фракции <0.001 мм были сняты с шагом $0.02^\circ 2\theta$ и экспозицией 40 с в диапазоне от 58° до $65^\circ 2\theta$.

В сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Vescan Vega с энергодисперсионной приставкой Aztec (ток 10 мкА, напряжение 30 кВ, диаметр пучка ~ 1 мкм) были проведены прецизионные исследования глинистых минералов. Форма индивидуальных частиц глинистых минералов изучена в свежих сколах образцов консолидированных осадков и в ориентированных препаратах фракции <0.001 мм, а для некоторых образцов также во фракции $0.01\text{--}0.001$ мм. Химический состав глинистых минералов изучен на индивидуальных частицах в полированных шлифах и в ориентированных препаратах фракции <0.001 и $0.01\text{--}0.001$ мм.

Петрографические шлифы изучены в оптическом микроскопе B1Optic BP-100. Отдельные шлифы дополнительно просмотрены в оптических микроскопах Axioskop 40 Carl Zeiss и Olympus BX-51.

Количественный рентгенофазовый анализ минерального состава образцов осадков, растертых в порошки, проведен с помощью рентгеновского дифрактометра Rigaku Ultima-IV (Rigaku, Токио, Япония). Конфигурация дифрактометра — CuK_α излучение, Ni-фильтр, детектор — D/Tex-Ultra, диапазон углов съемки $3^\circ\text{--}65^\circ 2\theta$. Оптимальная навеска образца для анализа 600 мг. Количественный фазовый состав рассчитывался в соответствии с рекомендациями [Moore, Reynolds, 1999] по методу Ритвельда [Post, Bish,

1989] с использованием программного обеспечения PROFEX для BGMN [Doebelin, Kleeberg, 2015].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Терригенные глинистые минералы из скважины 1037В

Результаты петрографического и гранулометрического изучения осадков. Терригенные неизменные осадки из скважины 1037В, из интервала 0–240 м, представлены алевроитовыми глинами, глинистыми алевроитами, алевроитами, полимиктовыми алевро-песчаниками тонкозернистыми (табл. 1). В этих осадках преобладают обломочные зерна кварца и плагиоклаза, присутствуют пластинки мусковита, редкие зерна амфиболов. Биотит встречен в виде редких заметно удлиненных пластинок размером до 0.8 мм, с прямым угасанием и плеохроизмом в бурых тонах. Присутствуют мелкие зерна пироксенов.

Результаты количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава осадков. Фоновые терригенные неизменные осадки из скважины 1037В (табл. 2) состоят из плагиоклаза (16–31.3%) и кварца (28.8–39.1%). К-полевого шпата в этих осадках от 4.5% до 14%. Глинистые минералы в сумме составляют от 39.9% до 53.5%: смектит + смешанослойный смектит-иллит (10.1–31.9%), иллит (3.4–27.7%), хлорит (6.2–12.1%). Содержание каолинита от 0.9% до 2.8%. В осадках присутствуют актинолит (0.9–3.6%) и кальцит (1.2–4.6%), в отдельных образцах — доломит (2.3–4.2%) и галит (0.2–2.2%).

Результаты рентгеновского изучения глинистых минералов. По результатам рентгеновской экспресс-съемки, выполненной для всех образцов из референтной скважины 1037В (интервал 0–240 м), проведено компьютерное моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм, насыщенных этиленгликолем. Установлено, что фракция <0.001 мм состоит из смеси триоктаэдрического хлорита, диоктаэдрических иллита и смешанослойных смектит-иллитов, в нескольких образцах присутствует небольшое количество каолинита и кварца (см. табл. 1). В структуре смешанослойных смектит-иллитов неупорядоченно чередуются разбухающие с этиленгликолем 16.85–16.95 Å смектитовые и неразбухающие 9.99 Å слюдистые слои в соотношении 0.60 : 0.40, а также в соотношении 0.90 : 0.10 (см. табл. 1). В образцах 3064 и 3065, помимо смешанослойного смектит-иллита, присутствует смектит.

Таблица 1. Содержание глинистых минералов (фр. <0.001 мм) в неизменных терригенных осадках скв. 1037В (в %) и соотношение смектита и иллита в смешанослойных фазах по результатам моделирования дифракционных картин

Образец	Керн-секция, интервал (см)	Глубина ниже поверхности дна, м	Смектит-иллит (диокт) 0.60 : 0.40	Смектит-иллит (диокт) 0.90 : 0.10	Смектит-иллит (сумма)	Хлорит (триокт)	Иллит (диокт)	Каолинит	Кварц	Порода по данным гранулометрического анализа и петрографии; содержание глинистых фракций <0.001 и 0.01–0.001 мм в осадках
2269	1Н-2, 70–75	2.20	50.5	6.3	56.8	12.4	24.8	6.0	—	Алевритовая глина; 24% и 45.5%
2270	3Н-3, 50–55	19.60	40.1*	2.6	42.7	21.0	35.9	—	0.5	Алеврит; 2.3% и 7%
3064	6Н-1, 45–48	45.05	33.8	18.6**	52.4	24.8	22.2	—	<0.6	Алевритовая глина; 20% и 50%
3065	6Н-3, 55–60	48.15	32.2	15.9**	48.1	25.5	25.5	—	<0.9	Глинистый алевроит; 6.5% и 25%
2271	9Н-3, 70–75	76.80	67.6	6.6	74.2	11.3	14.5	—	—	Алеврит; 3.3% и 12.8%
2272	16Н-2, 10–15	141.20	34.8	3.7	38.5	16.0	44.5	—	—	Алеврит; 4% и 15.7%
2273	19Н-6, 85–90	176.19	39.2	3.1	42.3	12.0	40.0	4.6	—	Алевритовый песчаник; 0.9% и 5%
3066-13	23Х-3, 10–14	204.90	38.8	1.4	40.2	13.9	37.8	7.5	0.6	Алевритовый аргиллит; 7.6% и 60%
2274	26Х-2, 40–45	232.50	38.2	1.1	39.3	15.1	35.8	9.1	0.7	Алевритовый аргиллит; 8% и 46%
2276	26Х-7, 25–30	239.85	45.0	0.4	45.4	12.9	32.4	8.6	0.7	Алеврит; 0.03% и 14.5%

Примечание. (диокт), (триокт) — обозначение диоктаэдрической и триоктаэдрической фаз соответственно, прочерк — минерал не обнаружен, * — смектит-иллит 0.65 : 0.35, высоты чередующихся слоев (Å), ** — смектит.

Таблица 2. Результаты количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава образцов фоновых неизменных терригенных осадков (в %), скважина 1037В

Образец	2269	2270	3064	3065	2271	2272	2273	3066	2274	2276А
Порода	1	2	1	3	2	2	4	1	1	2
Смектит + ССИ	29.6	12.6	17.2	12.8	31.9	17.3	—	10.1	11.5	6.5
Иллит	8.1	3.4	22.4	19.4	7.1	25.7	6.1	27.7	24.1	24.2
Хлорит	10.0	9.9	8.9	9.5	12.5	10.5	6.2	11.4	12.1	7.4
Каолинит	0.9	—	—	—	—	—	1.5	2.8	1.9	1.8
Актинолит	3.6	2.4	2.9	3.0	—	2.5	1.9	0.9	2.7	1.7
Гипс	—	—	2.6	2.8	—	—	—	—	—	—
Кальцит	1.6	2.2	1.2	1.8	—	2.4	2.7	4.1	3.6	4.6
Доломит + анкерит	—	—	—	—	4.2	—	2.3	—	2.6	3.6
Галит	2.2	—	0.8	0.6	—	—	—	0.3	0.2	0.5
Кварц	9.4	28.8	14.8	21.4	18.9	15.1	39.1	17.9	15.3	23.6
Кпш	14.0	9.4	7.7	5.7	7.6	10.5	9.7	6.4	4.5	4.6
Плагиоклаз	20.6	31.3	21.5	22.6	16.9	16.0	30.5	18.4	21.5	21.5
Анатаз	—	—	—	0.4	0.9	—	—	—	—	—

Примечание. ССИ — смешанослойный смектит-иллит, 1 — алевритовая глина/алевритовый аргиллит, 2 — алеврит/алевролит, 3 — глинистый алеврит, 4 — алевритовый песчаник, прочерк — минерал не обнаружен.

На дифрактограмме неориентированного образца 2271 (фракция <0.001 мм) в области углов $59\text{--}64^\circ 2\theta$ регистрируются два интенсивных рефлекса 060 с $d = 1.542\text{--}1.543$ Å и $d = 1.504$ Å, которые свидетельствуют о присутствии триоктаэдрических и диоктаэдрических фаз. Эти рефлексы частично перекрываются. Кроме того, присутствие в образцах даже незначительного количества кварца приводит к тому, что его отражение 211 с $d = 1.542$ Å накладывается на рефлекс 060 от триоктаэдрических фаз. Чтобы оценить содержание этих фаз в образце, профили всех зарегистрированных рефлексов в указанной области углов 2θ были разложены на отдельные максимумы с помощью функции Split-Pearson-VII в программе Fityk [Wojdyr, 2010] и с учетом положения и ширины кварцевого рефлекса 211 с $d = 1.541$ Å. В результате было оценено содержание диоктаэдрических и триоктаэдрических фаз и содержание кварца во фракции <0.001 мм.

Результаты изучения терригенных глинистых минералов в СЭМ. В свежих сколах образцов осадков 2271 и 3065 терригенные глинистые минералы находятся в виде скоплений беспорядочно ориентированных частиц (рис. 3). Глинистые минералы во фракции <0.001 мм, изученные в образцах 2271, 2273, 3065, показаны на примере образца 2271 (см. рис. 3). Форма глинистых частиц с алевритовой размерностью во фракции $0.01\text{--}0.001$ мм в образце 3065, такая же, как во фракции <0.001 мм.

Химический состав индивидуальных частиц терригенных биотитов, хлоритов и иллитов изучен в образце 2271, и их кристаллохимические формулы показаны в табл. 3, 4, 5.

Глинистые минералы в осадках из скважины 1038В

Результаты петрографического и гранулометрического изучения осадков. Осадки из скважины 1038В представлены глинистыми алевритами, песчано-алевритовыми глинами, алевритовыми песчаниками, аргиллитами и алевритовыми аргиллитами (табл. 6). В полимиктовых песчаниках основными минералами являются кварц, плагиоклазы, второстепенными — роговая обманка, встречаются чешуйки мусковита.

В большинстве шлифов присутствуют единичные (размером до 1 мм) зерна биотита, плеохроирующие в коричневых тонах. Биотиты в разной степени замещены хлоритом, но в основном он развивается вдоль плоскостей спайности (рис. 4).

Результаты количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава осадков. Минеральный состав гидротермально измененных осадков из скважины 1038В (табл. 7) отличается от минерального состава фоновых терригенных осадков из скважины 1037В (см. табл. 2). В измененных осадках появляется биотит (валовое содержание от 8.8% до 26.7%), которого нет в неизменных осадках из скважины 1037В; этот минерал также отсутствует в образце 2284

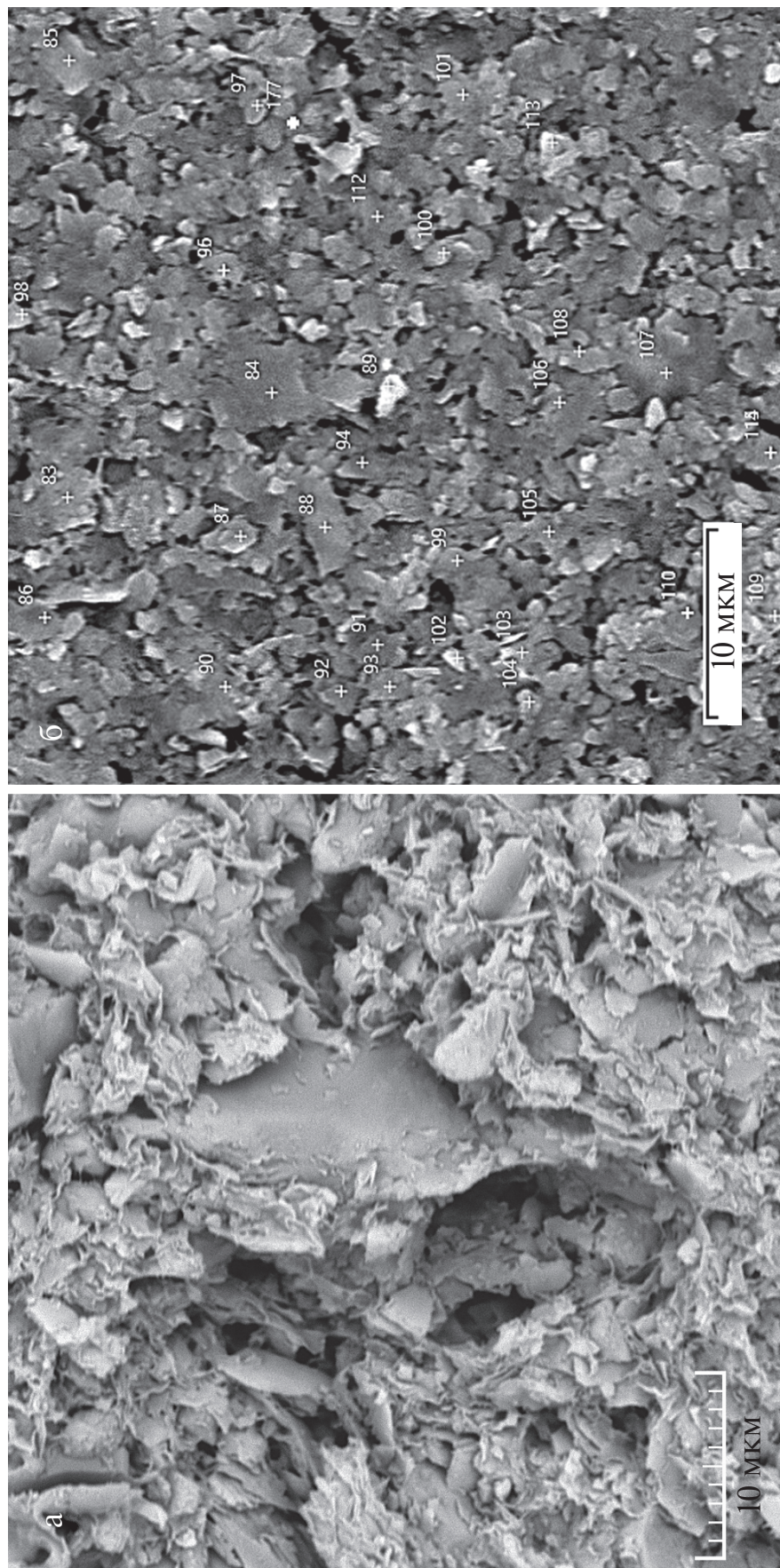


Рис. 3. Микрофотографии (СЭМ) терригенного алеурита (обр. 2271, скв. 1037В).
 а – свежий скол образца, б – фракция <0,001 мм (ориентированный препарат), цифры – номера спектров.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) индивидуальных частиц биотитов из терригенных осадков скв. 1037В (обр. 2271, шлиф)

№ спектра	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Спектр 10	36.34	15.9	15.58	—	9.81	—	—	8.47	2.76
Спектр 11	35.55	15.84	15.51	—	9.6	—	—	8.66	2.84
Спектр 17	38.26	17.13	16.4	—	10.15	—	—	9.23	3.02
Спектр 18	41.18	16.39	12.96	0.56	14.22	—	—	8.98	1.9
Спектр 25	34.56	18.61	19.29	0.24	7.79	—	—	9.42	3.82
Спектр 46	31.51	13.07	18.52	0.49	8.29	—	—	7.77	2.57
Спектр 58	33.48	14.08	17.99	0.29	8.53	—	—	7.77	3.14
Спектр 67	41.47	19.2	15.74	—	8.95	—	—	7.49	
Спектр 73	35.82	17.6	19.8	0.27	9.06	—	—	9.22	2.41
Спектр 74	34.39	16.3	17.43	0.46	9.27	—	0.4	7.17	3.42
Среднее содержание	36.26	16.41	16.92	0.23	9.57	0.00	0.04	8.42	2.59

Примечание. Прочерк — элемент не обнаружен.

Кристаллохимическая формула биотита: $K_{0.85}Na_{0.01}(Al_{0.38}Mg_{1.12}Fe^{2+}_{1.12}Mn_{0.02}Ti_{0.16})(Si_{2.86}Al_{1.14})O_{10}(OH)_2$.

Таблица 4. Химический состав (мас. %) индивидуальных частиц хлоритов из терригенных осадков из скважины 1037В (обр. 2271, шлиф)

№ спектра	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
12	26.59	17.65	27.03	1.1	11.36	—	—	—
24	23.54	22.39	29.72	0.24	10.28	—	—	—
88	25.25	19.68	25.88	0.89	13.17	—	—	—
95	25.06	18.7	25.4	0.83	13.39	—	—	—
103	25.33	19.99	29.96	0.27	10.34	—	—	—
115	27.71	20.59	24.97	0.27	12.18	—	—	—
Среднее содержание	25.58	19.83	27.16	0.60	11.79	0.00	0.00	0.00

Примечание. прочерк — элемент не обнаружен.

Кристаллохимическая формула хлорита: $(Al_{1.39}Mg_{1.95}Fe^{2+}_{2.50}Ti_{0.02})(Si_{2.82}Al_{1.18})O_{10}(OH)_8$.

Таблица 5. Химический состав (мас. %) индивидуальных частиц иллитов из терригенных осадков скважины 1037В (обр. 2271, шлиф)

№ спектра	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Спектр 52	46.83	27.87	5.69	—	1.88	—	—	11.22	0.61
Спектр 53	45.24	31.21	3.6	—	1.29	—	0.54	10.74	0.88
Спектр 64	45.67	30.62	2.14	—	1.72	—	0.29	10.25	0.37
Спектр 68	44.78	34.47	1.18	—	0.44	—	0.64	9.88	1.01
Спектр 78	43.92	30.26	4.17	—	0.89	—	—	10.7	1.06
Спектр 79	35.9	25.13	3.64	—	0.8	—	—	9.23	0.82
Спектр 96	47.61	27.87	5.12	—	2.33	—	—	10.57	0.86
Спектр 114	43.57	32.09	2.8	—	0.7	—	0.43	10.01	0.9
Спектр 122	47.46	25.51	2.93	—	3.04	—	—	10.11	—
Спектр 124	40.75	31.7	1.06	—	0.47	—	1.42	7.63	0.3
Среднее содержание	44.17	29.67	3.23	0.00	1.36	0.00	0.33	10.03	0.68

Примечание. Прочерк — элемент не обнаружен.

Кристаллохимическая формула иллита: $K_{0.91}Na_{0.05}(Al_{1.64}Mg_{0.14}Fe^{3+}_{1.17}Ti_{0.04})(Si_{3.15}Al_{0.85})O_{10}(OH)_2$.

Таблица 6. Содержание глинистых минералов во фракции <0.001 мм осадков из скважины 1038В (в %) по результатам моделирования дифракционных картин

Образец	Керн-секция, интервал (см)	Глубина ниже поверхности дна, м	Толща	Смектит диоктаэдрический	Хлорит	Иллит	Биотит	Кварц	Порода по данным granulometric analysis and petrography; содержание глинистых фракций <0.001 и 0.01–0.001 мм в осадках
2284	1R-1, 45–50	0.45		42.8*	28.1	26.9	—	2.2	Глинистый алевроит; 0.1% и 3.6%
2285	2R-1, 65–70	7.45		16.3	73.6	—	10.1	—	Глинистый алевроит; 1.5% и 6.4%
3078	2R-2, 0–5	8.30		6.5	60.5	—	33.0	—	Глинистый алевроит; 0.5% и 3.2%
3079	4R-CC, 0–5	24.20		16.0	47.1	—	36.9	—	Глинистый алевроит; 2.2% и 10%
3080	5R-1, 37–40	34.27	II	2.2	16.3	—	81.5	—	Глинистый алевроит; 0.8% и 9%
3081	6R-1, 62–65	44.22		3.9	9.3	—	86.8	—	Глинистый алевроит; 1% и 5%
2286**	7R-1, 30–35	53.50		+	+	—	++	—	Глинистый алевроит; 0.5% и 2.3%
3082	8R-1, 55–58	63.35		3.9	9.3	—	86.8	—	Глинистый алевроит; 0.5% и 5%
2287A	9R-1, 5–10	72.45		8.5	16.6	—	74.9	—	Песчано-алевритовая глина; 1% и 7%
3083	11R-1, 13–16	91.73		6.6	5.7	—	87.6	—	Алевритовый песчаник; 1% и 2%
2288A	13R-2, 46–51	112.06	III	30.5***	—	—	69.5	—	Алевритовый песчаник; 1% и 7%
3084	13R-CC, 11–14	112.64		41.4	9.6	—	49.0	—	Аргиллит/алевритовый аргиллит; 1.8% и 9%

Примечание. (++) – минерал преобладает, (+) – минерал присутствует (первые %), прочерк – минерал не обнаружен,

* – смектит-иллит, ** – дифрактограмма не моделирована, *** – смектит триоктаэдрический.

Таблица 7. Результаты количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава образцов гидротермально измененных осадков (в %), скважина 1038В

Образец	2284*	2285	3078	3079	3080	3081	2286	3082	2287A	3083	2288A	3084
Порода	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3	3	4
Биотит	—	8.8	12.4	17.4	21.3	20.5	22.5	22.8	17.3	10.3	9.9	26.7
Смектит + ССИ	11.6	9.9	2.7	—	—	—	—	—	—	3.0	8.0	21.6
Иллит	5.1	—	1.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	9.1	27.8	16.5	19.3	8.0	7.0	3.3	9.1	5.6	3.7	1.9	6.8
Каолинит	—	—	—	—	—	—	0.5	—	—	—	—	—
Актинолит	2.7	—	—	—	—	—	—	—	—	2.0	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.1	—
Гипс	5.3	0.9	—	2.9	—	—	—	—	—	—	—	—
Кальцит	2.1	1.3	1.0	0.6	1.3	0.9	0.9	1.5	0.8	0.7	0.9	0.5
Галит	—	1.6	1.7	1.1	—	—	1.2	—	0.8	0.9	—	0.8
Кварц	25.0	13.5	20.5	20.4	16.3	23.3	27.5	17.1	33.0	35.9	41.9	15.1
Кпш	14.9	5.7	3.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	24.2	25.7	38.7	35.2	53.1	48.3	44.1	49.5	42.5	41.9	35.1	27.8

Примечание. * – неизмененные терригенные осадки, прочерк – минерал не обнаружен, ССИ – смешанослойный смектит-иллит,

1 – глинистый алевроит, 2 – песчано-алевритовая глина, 3 – алевритовый песчаник, 4 – аргиллит/алевритовый аргиллит.



Рис. 4. Биотит, замещенный хлоритом вдоль плоскостей спайности, в алевритовом песчанике из скважины 1038В, образец 3083 (петрографический шлиф, николи параллельные).

неизмененных терригенных осадков из скважины 1038В. Сметит и смешанослойный сметит-иллит частично сохранились только в нескольких образцах по сравнению с высоким содержанием этих глинистых минералов в фоновых терригенных осадках (скважина 1037В). В осадках из скважины 1038В нет терригенного иллита, который присутствует в фоновых осадках из скважины 1037В. Содержание хлорита в отдельных образцах осадков из скважины 1038В составляет от 16.5% до 27.8%, в то время как в терригенных осадках его максимальное содержание 12.5%, т.е. количество хлорита заметно увеличилось. В осадках из скважины 1038В исчез актинолит (Са-амфибол). В большинстве образцов осадков из скважины 1038В нет К-полевого шпата, в то время как в терригенных осадках из скважины 1037В он присутствует.

Анализ рентгеновских дифракционных картин. Результаты, полученные экспресс-методом рентгеновской съемки ориентированных препаратов фракции <0.001 мм всех образцов из скважины 1038В показал, что ассоциация глинистых минералов состоит из биотита, хлорита и сметита, причем биотит существенно преобладает. Помимо изучения фракции <0.001 мм была проведена рентгеновская экспресс-съемка ориентированных препаратов фракции 0.01–0.001 мм, которая показала, что глинистые минералы в ней также состоят из биотита, хлорита и сметита, с преобладанием биотита.

Компьютерное моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентиро-

ванных препаратов фракции <0.001 мм, насыщенных этиленгликолем, проведено для всех образцов осадков из скважины 1038В (кроме образца 2286). В самой верхней части разреза осадков (образец 2284) глинистые минералы представлены смешанослойным диоктаэдрическим сметит-иллитом, хлоритом и иллитом (см. табл. 6). По составу эта ассоциация не отличается от установленной во фракции <0.001 мм фоновых терригенных неизмененных осадков из скважины 1037В (см. табл. 1). В остальной части разреза осадков скважины 1038В, пробуренной до глубины 120.50 м, глинистые минералы представлены биотитом, хлоритом, диоктаэдрическим сметитом (см. табл. 6). Исключение составляет образец 2288А, который состоит из биотита и триоктаэдрического сметита (без хлорита).

Результаты детального изучения тонкодисперсного биотита комплексом аналитических методов в осадках из скважины 1038В приведены в работе [Сахаров и др., 2024]. Этот комплекс методов включал рентгеновскую дифрактометрию и компьютерное моделирование дифракционных картин, сканирующую электронную микроскопию, термический анализ, мессбауэровскую и инфракрасную спектроскопию.

Результаты изучения глинистых минералов в СЭМ. В свежем сколе образца осадков 3081, пластинки новообразованного биотита имеют правильную шестигранную форму с ровными краями (рис. 5). В ориентированном препарате фракции <0.001 мм этого образца с содержанием биотита ~87% (см. табл. 6), форма его пластинок также правильная с ровными краями (рис. 6).

По результатам количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава осадков в образце 3081 содержание биотита 20.5% и 7% хлорита (см. табл. 7).

Химический состав индивидуальных частиц новообразованных биотитов был изучен в полированном шлифе (табл. 8) и в ориентированном препарате фракции <0.001 мм (образец 3081). Сравнение этих данных показывает, что они практически идентичны. Следовательно, химический состав новообразованного биотита не зависит от размера его частиц, и они, скорее всего, были образованы при взаимодействии одного и того же гидротермального флюида с осадками однообразного минерального состава.

Полученный усредненный химический состав отвечает Mg-биотиту флогопит-аннитовой группы.

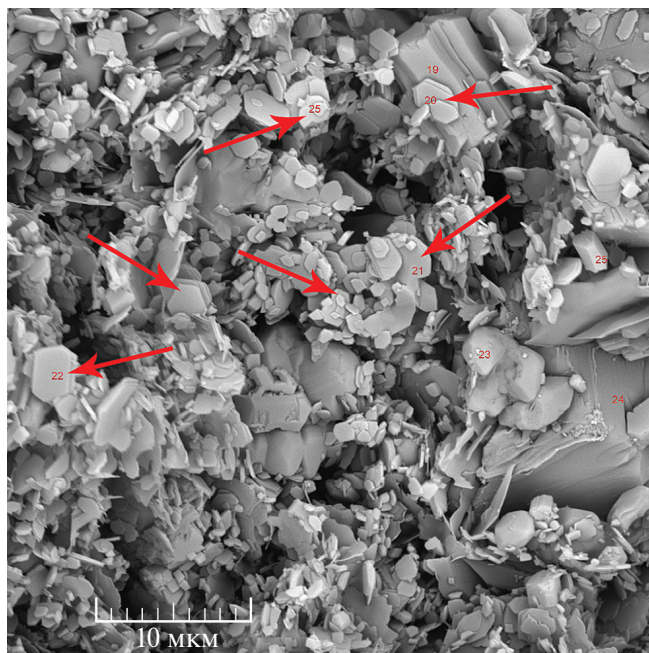


Рис. 5. Микрофотография (СЭМ) свежего скола гидротермально измененных осадков (обр. 3081, скв. 1038В), стрелки указывают на хорошо ограниченные, с ровными краями частицы новообразованного биотита, цифры — номера спектров.

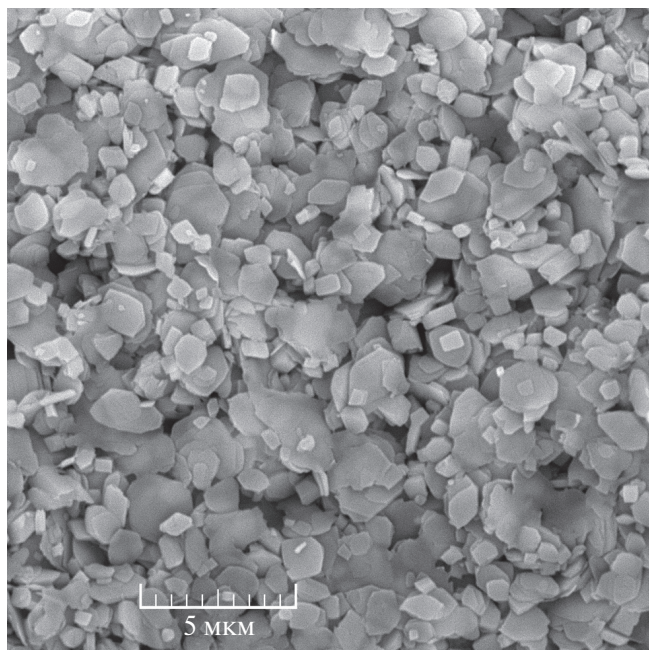


Рис. 6. Микрофотография (СЭМ) частиц новообразованного биотита в ориентированном препарате фракции <0.001 мм (обр. 3081, скв. 1038В).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Глинистые минералы терригенных плейстоценовых осадков трога Эсканаба

По данным [Zierenberg, Shanks, 2022], в терригенных осадках по всей площади трога Эсканаба глинистые минералы представлены смектитом, хлоритом и иллитом.

Результаты нашего изучения ассоциации глинистых минералов во фракции <0.001 мм неизмененных терригенных осадков референтной скважины 1037В показывают, что она состоит из смешанослойного смектит-иллита, хлорита, иллита с примесью каолинита, и не содержит терригенного биотита (см. табл. 1). По результатам количественного рентгенофазового анализа валового минерального состава образцов терригенных осадков из скважины 1037В эта ассоциация состоит из смектита, смектит-иллита, иллита, хлорита, и в нескольких образцах присутствует небольшое количество каолинита (см. табл. 2).

Образование глинистых минералов в осадках Центрального Холма, скважина 1038В

Терригенные глинистые минералы. В самой верхней части скважины 1038В, в интервале 0–7 м, находятся терригенные голоценовые осадки, которые изучены в образце 2284. Во фракции <0.001 мм этих осадков глинистые минералы состоят из смектит-иллита, хлорита, иллита (см. табл. 6). Они аналогичны глинистым минералам в глинистой фракции терригенных голоценовых осадков, которые были опробованы гравитационными трубками длиной 5.5 метров в районе, расположенном восточнее трога Эсканаба [Normark et al., 2022].

Голоценовые осадки из скважины 1038В накопились рядом с гидротермальным источником с температурой 108°C [Fouquet et al., 1998; Campbell et al., 2022]. Температура в этих осадках, прилегающих к центральному каналу подъема и разгрузки гидротермального раствора, может быть ниже, чем в гидротермальном источнике, так как они охлаждаются проникающей в них придонной морской водой.

Новообразованный биотит. Тонкодисперсный биотит практически полностью слагает фракцию <0.001 мм плейстоценовых гидротермально измененных осадков в большинстве образцов, которые были отобраны по разрезу в скважине 1038В, пробуренной до глубины 120.50 м. Появление биотита в осадках из глубоководных скважин в океане было установлено впервые.

Таблица 8. Химический состав (%) индивидуальных частиц биотитов из гидротермально измененных осадков из скважины 1038В (образец 3081, шлиф)

№ спектра	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Спектр 25	41.45	15.55	18.37	—	14.28	—	—	8.36	1.16
Спектр 26	40.06	16.15	19.45	—	13.41	—	—	7.92	2.45
Спектр 28	40.94	14.83	17.64	—	14.58	0.89	—	7.17	2.66
Спектр 29	40.46	19.75	16.63	—	12.01	—	—	8.05	2.01
Спектр 44	42.19	16.01	16.91	—	14.25	0.52	—	8.26	1.15
Спектр 52	42.03	16.21	17.18	0.14	15.52	—	—	7.54	0.92
Спектр 55	39.63	16.69	19.91	0.55	12.06	—	—	9.36	1.29
Спектр 63	41.69	17.05	16.73	—	14.44	—	—	7.92	1.19
Спектр 71	41.55	15.7	17.92	—	12.17	0.89	0.97	7.93	1.73
Спектр 79	41.71	16.44	16.78	—	15.56	—	—	7.39	0.92
Спектр86	40.76	16.15	19.02	—	13.62	—	—	8.86	1.13
Спектр87	40.13	16.08	20.24	—	13.09	—	—	9.01	1
Спектр88	41.38	16.71	18.08	—	14.27	—	—	8.12	0.97
Спектр104	44	16.1	17.04	—	10.99	0.96	0.63	8.24	1.18
Спектр113	41.67	13.87	16.81	—	15.42	—	—	8.81	2.69
Спектр114	41.89	17.11	16.26	—	14.7	—	—	8.12	1.24
Спектр117	42.41	16.98	16.95	—	14.54	—	—	7.54	0.87
Спектр121	40.77	18.87	14.87	—	13.69	—	—	7.71	1.63
Спектр131	42.88	16.02	15.97	—	15.39	—	—	7.96	1.25
Спектр137	42.4	17.09	16.02	—	14.09	0.61	—	7.32	0.85
Спектр143	40.66	16.97	20.16	—	11.58	—	—	8.98	1.11
Спектр144	42.42	17.97	15.9	—	11.33	1.71	0.62	7.11	1.65
Спектр148	41.11	16.17	18.13	—	14.39	—	—	8.87	0.97
Спектр151	42.65	18.2	14.62	—	14.73	—	—	7.23	1.12
Среднее содержание	41.54	16.61	17.40	0.04	13.75	0.23	0.09	8.07	1.38

Примечание. Прочерк — элемент не обнаружен.

Кристаллохимическая формула биотита: $K_{0.73}Ca_{0.02}Na_{0.01}(Al_{0.33}Mg_{1.45}Fe_{1.03}^{2+}Ti_{0.08})(Si_{2.94}Al_{1.06})O_{10}(OH)_2$.

Необходимая для образования биотита температура гидротермального флюида 600–700°C была обеспечена внедрением в трог Эсканаба базальтового расплава с температурой 1200°C. В результате высокотемпературного взаимодействия в системе “гидротермальный флюид–осадки” сформировался биотит за счет исходных терригенных глинистых минералов, а также К-полевого шпата и амфиболов. Этот вывод сделан на основании того, что глинистые минералы, установленные в фоновых терригенных осадках (фр. <0.001 мм) из референтной скважины 1037В (см. табл. 1), отсутствуют в такой же размерной фракции гидротермально измененных осадков из скважины 1038В (см. табл. 6). Для валового минерального состава образцов характерно также исчезновение К-полевого шпата и амфиболов (см. табл. 2, 7).

Биотит на микрофотографии, полученной в сканирующем электронном микроскопе для образца 3081, имеет шестигранную форму пластинок с ровными краями, которая указывает на его аутигенное происхождение (см. рис. 5). В ориентированном препарате фракции <0.001 мм, в которой содержание биотита 86.8% (см. табл. 6), преобладают пластинки биотита похожие на шестигранники с ровными краями, реже встречаются пластинки биотита таблитчатой формы (см. рис. 6). Шестигранная и таблитчатая формы вообще характерны для биотитов, присутствующих в магматических кислых породах.

Обращает на себя внимание, что в образце 3081 новообразованный биотит не является продуктом замещения других минералов (см. рис. 5), что позволяет сделать вывод о структурном переходе

терригенных глинистых минералов в биотит по механизму растворения и синтеза.

При рассмотрении образования биотита важным является вопрос об источнике калия. В качестве такого источника можно рассматривать исходные терригенные глинистые минералы, установленные в осадках из скважины 1037В, в частности иллит и смектит-иллит с соотношением смектитовых и иллитовых слоев 0.60 : 0.40. Во фракции <0.001 мм смектит-иллит составляет 32–45%, а иллита от 18 до 44% при следующем содержании фракции <0.001 мм в разных типах осадков: в алевритовой глине 20–24%, в алеврите 2.3–4%, в глинистом алеврите и алевритовом аргиллите 6.5–8%, в грубозернистом алевролите 0.03% и в алевритовом песчанике 0.9% (см. табл. 1). Эти терригенные глинистые минералы, содержащие калий, в составе фракции <0.001 мм гидротермально измененных осадков из скважины 1038В отсутствуют (см. табл. 6). Более крупная размерная фракция 0.01–0.001 мм, при ее содержании в глинистых осадках в основном от 25% до 60%, и в которой были установлены иллит и смектит-иллит (см. табл. 1), вероятно, также могла служить поставщиком калия при гидротермальном изменении терригенных осадков.

Помимо глинистых минералов, источником калия является также К-полевой шпат. Его содержание в терригенных осадках составляет в среднем 8% (от 4.5% до 14%), он присутствует во всех изученных образцах из скважины 1037В (см. табл. 2), тогда как в большинстве (9 из 11) образцов, отобранных из скважины 1038В, он не сохранился (см. табл. 7).

За высокотемпературной стадией, на которой образовался биотит, последовало быстрое остывание фланга лакколита и соответственно гидротермального флюида. В этих условиях на разных температурных этапах последовательно происходило образование сначала хлорита, затем смектита.

Новообразованный хлорит. Биотит является одним из наиболее неустойчивых минералов в постседиментационных процессах и часто замещается хлоритом [Дриц, Коссовская, 1991]. Перестройка структуры биотита, по представлениям этих авторов, происходит следующим образом. При переходе Fe^{2+} в Fe^{3+} создается избыток положительных валентностей, которые в 2 : 1 слоях биотита компенсируются за счет удаления из межслоевых позиций наименее прочно связанных калия, а из октаэдров части магния и железа. Вместо катионов в межслоевых промежутках

формируются бруситовые слои, и в результате образуется хлорит.

Согласно работе [Zierenberg, Shanks, 2022], в которой представлены результаты изучения гидротермально измененных плейстоценовых осадков из скважины ODP 856А, пробуренной на аналогичном по условиям образования холме (Bent Hill), который расположен в Срединной Долине хребта Хуан де Фука, образование хлорита происходило при температуре выше 200°C. В публикации [Buatier et al., 1994], посвященной изучению осадков из скважины ODP 858В, которая пробурена на гидротермальном поле в Срединной Долине хребта Хуан де Фука с высоким температурным градиентом (10°C/м), установлена температура образования хлорита 270–330°C

Предположительно, замещение биотита хлоритом в осадках из скважины 1038В произошло также в этом интервале температур 270–330°C. В петрографических шлифах хорошо видно замещение хлоритом биотита вдоль плоскостей спайности (см. рис. 4).

Новообразованный смектит. В результате изучения гидротермально измененных осадков из скважины ODP 856А, пробуренной на аналогичном по условиям образования холме (Bent Hill), было установлено, что формирование смектита происходило при температуре 200°C и ниже, при смешении гидротермального раствора с морской водой [Zierenberg, Shanks, 2022]. Мы предполагаем, что в осадках скважины 1038В смектит формировался в аналогичных условиях. Наиболее интенсивное проникновение морской воды происходило в самой нижней части разреза осадков скважины 1038В (образцы 2288А и 3084), судя по высокому содержанию смектита в глинистой фракции образцов, отобранных из этого интервала (см. табл. 3). Большое содержание смектита установлено также в осадках из самой верхней части осадочного разреза (образец 2284), которые контактируют с придонной морской водой.

Важным аргументом, поддерживающим высказанное предположение о происхождении смектита, является то, что на высокотемпературной стадии взаимодействия разогретого под влиянием внедрения базальтового расплава с температурой 1200°C в трог Эсканаба сформировался биотит за счет исходных терригенных глинистых минералов, а также К-полевых шпатов и амфиболов. В этом процессе перечисленные минералы были полностью израсходованы и для

образования смектита оставались только гидротермальный раствор и морская вода.

Происхождение триоктаэдрического смектита в образце 2288А. Во фракции <0.001 мм этого образца установлены биотит и триоктаэдрический смектит, в то время как во всех остальных образцах из скважины 1038В присутствует смектит диоктаэдрический. Кроме того, в образце 2288А нет хлорита, который есть во всех других образцах (см. табл. 6).

В шлифе этого образца установлены обломки пород размером от 0.2 до 0.5 мм, состоящие преимущественно из базальтов и долеритов, как довольно свежих, так и полностью замещенных вторичными продуктами. Мезостазис состоит из зеленовато-желтого бесструктурного тонкодисперсного материала.

Известно, что в измененных базальтах из скважин глубоководного бурения распространенным и часто единственным вторичным глинистым минералом является триоктаэдрический смектит [Kurnosov et al., 2008; Курносов и др., 2020].

Особенность формирования глинистых минералов в плейстоценовых осадках скважины 1038В. Глинистые минералы в осадках скважины 1038В, пробуренной на краю Центрального Холма (трог Эсканаба, спрединговый хребет Горда, Тихий океан), сформировались в специфичных тектономагматических и гидротермальных условиях, которые отличаются от условий их образования в долгоживущих гидротермальных системах, находящихся над магматическими камерами в срединно-океанических хребтах. Специфичные условия заключаются во внедрении в трог Эсканаба, заполненного плейстоценовыми терригенными осадками мощностью 400–600 м, базальтового расплава с температурой 1200°C с образованием лакколита мощностью 75–100 м, что привело к поднятию блока осадков, верхняя часть которого диаметром 1 км приподнялась над дном на 60 м в виде Центрального Холма.

Это тектономагматическое событие сопровождалось образованием по периметру выдавливаемого блока осадков разломной зоны, и появлением в ней центрального канала подъема и разгрузки горячего гидротермального флюида. Гидротермальные растворы взаимодействовали с прилегающими к этому каналу осадками, которые в настоящее время вскрыты скважиной 1038В до глубины 120.50 м. В результате на высокотемпературной стадии взаимодействия гидротермального флюида с осадками сформировался биотит при температуре 600–700°C за счет

терригенных глинистых минералов, К-полевого шпата и амфиболов. Затем последовало быстрое остывание фланга лакколита и флюида с последовательным формированием сначала хлорита по новообразованному биотиту при температуре предположительно 270–330°C, а при дальнейшем снижении температуры до 200°C и ниже, образовался диоктаэдрический смектит при смешении гидротермального раствора с морской водой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые обнаружен новообразованный тонкодисперсный биотит, который сформировался в плейстоценовых осадках в специфичных тектономагматических и гидротермальных условиях Центрального Холма.

Внедрение базальтового расплава с температурой 1200°C с образованием лакколита в трог Эсканаба обеспечило высокую температуру (600–700°C), необходимую для формирования биотита при взаимодействии разогретого гидротермального раствора, поднимающегося по каналу разгрузки, с прилегающими осадками. В результате биотит формировался над флангом лакколита рядом с гидротермальным источником и в настоящее время распространен по всему разрезу осадков скважины 1038В, пробуренной до глубины 120.50 м. Новообразованный биотит в большинстве изученных образцов почти полностью составляет глинистую фракцию. Образование биотита произошло за счет терригенных глинистых минералов, а также К-полевого шпата и амфиболов.

За высокотемпературной стадией с формированием тонкодисперсного биотита последовало быстрое остывание фланга лакколита. На этом этапе сначала произошло замещение новообразованного биотита хлоритом, предположительно при температуре 270–330°C, затем при остывании гидротермального флюида до 200°C и ниже сформировался смектит в результате смешения раствора с морской водой, просачивающейся в Центральный Холм.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за выделение из осадков фракций <0.001 и 0.01–0.001 мм, подготовку препаратов для рентгеновской дифрактометрии и сканирующей электронной микроскопии, и Е.В. Покровской за проведение рентгеновских съемок образцов. Благодарим также Н.В. Горькову и В.В. Михееву за обеспечение работы на сканирующем электронном микроскопе и Г.Н. Новикова за участие в редактировании рисунков и фотографий.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №23-27-00064, <https://rscf.ru/project/23-27-00064/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Научный мир, 2006. 527 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюлы, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
- Сахаров Б.А., Курносков В.Б. Особенности образования глинистых минералов в осадках из центра гидротермальной системы, скважина 858В, хребет Хуан де Фука // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 2. С. 181–204.
- Сахаров Б.А., Курносков В.Б., Зайцева Т.С., Савичев А.Т., Морозов И.А., Коршунов Д.М. Аутигенный биотит из гидротермально измененных терригенных осадков Центрального Холма (трог Эсканаба, хребет Горда, Тихий океан, скважина ODP 1038В) // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 3. С. 301–316.
- Buatier M.D., Karpoff A.M., Boni M. et al. Mineralogical and petrographic records of sediment–fluid interaction in the sedimentary sequence at Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack // Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 133–154.
- Campbell A.C., German Ch.R., Palmer M.R. et al. Chemistry of hydrothermal fluids from Escanaba Trough, Gorda Ridge / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 201–222.
- Curry J.R., Moore D.G., Aguayo J.E. et al. Init. Repts. DSDP. 64. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982. 507 p.
- Davis E.E., Mottl M.J., Fisher A.T. et al. Proc. ODP. Init. Repts., 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. 1026 p.
- Davis E.E., Becker K. Thermal and tectonic structure of Escanaba Trough: New heat flow measurements and seismic-reflection profiles / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 45–64.
- Doebelin N., Kleeberg R. Profex. A graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN // J. Appl. Crystallogr. 2015. V. 48. P. 1573–1580.
- Drits V.A., Tchoubar C. X-Ray diffraction by disordered lamellar structures. Heldenberg: Springer-Verlag, 1990. 371 p.
- Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. et al. Proc. ODP, Init. Repts., 169: College Station. TX (Ocean Drilling Program). 1998. 592 p.
- Goodfellow W.D., Peter J.M. Geochemistry of hydrothermally altered sediment, Middle Valley, northern Juan De Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack // Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 207–289.
- Kurnosov V., Murdmaa I., Rosanova T. et al. Mineralogy of hydrothermally altered sediments and igneous rocks at Site 856–858, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack // Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 113–131.
- Kurnosov V., Zolotarev B.P., Artamonov A.V. et al. Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments. Moscow: GEOS, 2008. 1054 p. http://www.ginras.ru/files/docs/publications/TechNote_AlterationEffects.pdf
- Lackschewitz K.S., Singer A., Botz R. et al. Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site in the Escanaba Trough, Gorda Ridge, Northeast Pacific Ocean / Eds R.A. Zierenberg, Y. Fouquet, D.J. Miller, W.R. Normark // Proc. ODP, Sci. Results, 169: College Station. TX (Ocean Drilling Program). 2000. P. 1–24.
- Moore D.M., Reynolds R.C.J. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals / 2nd ed. Oxford, UK: Oxford University Press, 1999.
- Morton J.L., Fox Ch.G. Structural setting and interaction of volcanism and sedimentation at Escanaba Trough: Geophysical Results / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 21–43.
- Normark W.R., Gutmacher Ch.E., Zierenberg R.A., Wong F.L., Rosenbauer R.J. Sediment fill of Escanaba Trough / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 91–129.
- Post J.E., Bish D.L. Rietveld refinement of crystal structures using powder X-ray diffraction data // Rev. Mineral. 1989. V. 20. P. 277–308. [CrossRef]
- Ross S.L., Zierenberg R.A. Volcanic geomorphology of SESCO and NESCA sites, Escanaba Trough / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 143–152.

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures. Modeling of diffraction effects. Chapter 2.3. Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.

Wojdyr M. Fityk: a general-purpose peak fitting program // J. Appl. Cryst. 2010. V. 43. P. 1126–1128.

Zierenberg R.A., Shanks W.C. III, Koski R.A., Morton J.L. III. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, 41N, Gorda Ridge // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 2069–2098.

Zierenberg R.A., Shanks W.C. III. Sediment alteration associated with massive sulfide formation in Escanaba Trough, Gorda Ridge; the importance of sea-water mixing and magnesium metasomatism / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 250–278.

Zierenberg R.A., Morton J.L., Koski R.A., Ross S.L. Geologic Setting of Massive Sulfide Mineralization in Escanaba Trough / Eds J.L. Morton, R.A. Zierenberg, C.A. Reiss // Geologic, Hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Offshore Northern California. U.S. Geol. Surv. Bull. 2022. P. 171–197.

PECULIARITIES OF CLAY MINERALS FORMATION IN THE PLEISTOCENE SEDIMENTS UNDER SPECIFIC TECTONOMAGMATIC AND HYDROTHERMAL CONDITIONS OF THE CENTRAL HILL (ESCANABA TROUGH, GORDA RIDGE, PACIFIC OCEAN). COMMUNICATION 1. HOLE ODP 1038B

V. B. Kurnosov¹, *, B. A. Sakharov¹, **, Yu. I. Konovalov¹,
A. T. Savichev¹, I. A. Morozov², D. M. Korshunov¹

¹Geological Institute, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

**e-mail: sakharovba@gmail.com

Using a complex of analytical methods, clay minerals were studied in Pleistocene sediments from Hole ODP 1038B, 120.50 m deep, drilled on the northwestern edge of the Central Hill, located in the Escanaba Trough (Gorda Ridge) near a hydrothermal source with a temperature of 108°C, as well as in Pleistocene background terrigenous sediments from reference Hole ODP 1037B, drilled in the Escanaba Trough, 5 km south of Central Hill. The association of terrigenous clay minerals in sediments from Hole 1037B consists of mixed-layer smectite-illites, smectite, chlorite, illite, and kaolinite. In sediments from Hole 1038B in the interval from the bottom surface to a depth of 5–7 m, clay minerals are terrigenous. In the rest of the sedimentary section, clay minerals are represented by newly formed biotite, chlorite, and dioctahedral smectite. Their formation occurred under the conditions that arose during the intrusion of basaltic melt into the Escanaba trough with the formation of a laccolith and the subsequent rapid cooling of its flank; the intrusion was accompanied by the ascent of high-temperature hydrothermal fluid in the central discharge channel, interacting with the adjacent sediments. As a result, at the high-temperature stage of this interaction, finely dispersed biotite was formed in the sediments due to the original terrigenous clay minerals, K-feldspar and amphiboles. Then, at the rapid cooling of the hydrothermal fluid to a temperature presumably 270–330°C, partial replacement of biotite by chlorite. With further rapid cooling of the hydrothermal fluid to a temperature of 200°C and below and its mixing with sea water seeping into the sediments of the Central Hill, smectite was formed.

Keywords: clay minerals, Central Hill, Escanaba Trough, Gorda Ridge, deep-sea holes