

УДК 551

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ОСТРОВА МЕДВЕЖИЙ

© 2004 г. В. В. Крупская, И. А. Андреева*, Э. И. Сергеева**

*Институт геохимии и аналитической химии им В.П. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
119991 Москва, ул. Косыгина, 19, E-mail: vi_kru@bk.ru*

**Всероссийский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология)
192000 Санкт-Петербург, наб. р. Мойки, 120*

***Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ)
198904 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9*

Поступила в редакцию 11.11.2002 г.

Комплексное геолого-геофизическое исследование донных осадков на юго-западной окраине Баренцева моря в районе острова Медвежий позволило охарактеризовать различные типы отложений, сформированных в результате действия углеводородных флюидов, гемипелагической седиментации и склоновых явлений, а также образованные при совместном действии указанных процессов. На основании распределения гранулометрических фракций выделены несколько литогенетических типов отложений среди относительно однородных по механическому составу осадков. Для каждого типа описаны соотношения глинистых минералов, их морфологические и структурные особенности. Показано, что для отложений, образованных под существенным влиянием углеводородных флюидных потоков, характерно высокое, по сравнению с гемипелагическими осадками, содержание смектитов и смешанослойных глинистых минералов ряда иллит-смектит. Сделано предположение об аутигенном генезисе последних в грязевулканических отложениях и диапировом материале. На основании сравнительного анализа содержания глинистых минералов восстановлен первичный источник поступления материала для формирования переотложенных осадков.

В настоящее время обширные области континентальных окраин привлекают пристальное внимание геологов в связи с перспективами поиска, разведки и эксплуатации месторождений нефти и газа на больших глубинах. Зона перехода от Баренцевоморского шельфа к глубоководной части Норвежского моря относится к пассивной континентальной окраине, где сосредоточены огромные мощности (до 6–10 км) кайнозойских терригенных осадков. На фоне широкого распространения оползневых процессов [Мурдмаа, 1979; Sattem et al., 1992; Hjelstuen et al., 1999] район характеризуется проявлениями соляного и глиняного диапиризма и развитием полей газовых воронок [Fiedler, Faleide, 1996; Vogt et al., 1997]. Большое количество работ по изучаемому району посвящено прямым и косвенным признакам его нефтегазоносности [Laberg, Andreassen, 1996; Minert et al., 1998; Ginsburg et al., 1999]. После открытия на Баренцевоморской окраине действующего грязевого вулкана Хаакон Мосби в 1989–1990 гг. особенно актуальным стало изучение литологического состава отложений как самого грязевого вулкана, так и геологических структур, родственных ему по механизму образования [Vogt et al., 1997; Geological..., 1999].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Работа выполнена по материалам рейсов научно-исследовательского судна “Профессор Логачев” 1996 и 1998 годов, организованных ВНИИОкеангеология, университетом г. Бергена (Норвегия) и Военно-морской лабораторией США (1996 г.), а также Московским государственным университетом по программе ЮНЕСКО-МОК “Обучение через исследование – Плавающий Университет” (1998 г.). Среди задач, стоящих перед исследователями экспедиций, было исследование литологического состава отложений различных геологических структур на морском дне: разрезов гемипелагических фоновых осадков, грязевого вулкана Хаакон Мосби, диапировых структур, широко развитых в данном районе, участков сильного и слабого обратного рассеяния на профилях глубоководных акустических комплексов ОКЕАН и OREtech, продуктов действия оползневых процессов, прослеживаемых по геофизическим данным.

Детальные описания кернов 30 станций проводились на судне в полевых условиях, там же были изготовлены и проанализированы около 150 мазковых препаратов.

Гранулометрический анализ 150 образцов был осуществлен в литологической лаборатории ВНИИОкеангеология по стандартной методике

водно-ситовым способом [Андреева, Лапина, 1998]. Границы гранулометрических фракций были выбраны согласно классификационной схеме А.П. Лищицына [1986].

Для изучения минерального состава и структурных особенностей глинистых минералов пелитовой фракции (<0.005 и <0.001 мм) использовались ориентированные препараты в воздушно-сухом состоянии и насыщенные этиленгликолем, обработанные теплой 5% HCl, прокаленные при 350 и 600°C, а также неориентированные воздушно-сухие препараты [Рентгенография..., 1983]. Исследование проводилось на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.0 с Co монохроматическим излучением с длиной волны 1.79021 в рентгеновских лабораториях геологического факультета СПбГУ и ГЕОХИ РАН. Количественная оценка содержания глинистых минералов вычислялась путем измерения площадей базальных пиков в насыщенном этиленгликолем состоянии [Biskaye, 1965; Шлыков, 1991]. На начальном этапе исследования проводилась рентгенографическая съемка двух пелитовых фракций <0.005 и <0.001 мм, при этом было обнаружено, что в тонкой фракции закономерно увеличивается содержание смектитов и смешанослойных иллит-смектитовых минералов и, в отдельных случаях, каолинита, что связано с малыми размерами первых и лучшей кристалличностью мелких кристаллов каолинита. Однако при исследовании фракции <0.001 мм в ряде отложений была отмечена очень плохая степень кристалличности всех глинистых минералов, выраженная в слабо проявленных базальных пиках 001, что затрудняло их диагностику. Далее в работе все выводы и процентные соотношения приведены согласно изучению глинистой фракции (<0.002 мм). Исследование именно этой фракции обосновано еще и возможностью сопоставления с данными зарубежных коллег.

Съемка велась с $2-3^\circ 2\theta$, в отдельных случаях с $1^\circ 2\theta$, при щели на трубке 1 мм и на счетчике 0.25 мм, также применялись щели 0.5–0.25, 0.5–0.1 и 0.25–0.1 соответственно. Диапазон измерений – 100–400 имп./сек, постоянная времени – 2.5 и 5, скорость вращения счетчика 2, 1 и 0.5°/мин, скорость записи ленты – 2°/мин. В качестве внутреннего стандарта для введения поправок использовался тонкодисперсный кварц, всегда содержащийся в глинистой фракции донных осадков, со значением межплоскостного расстояния отражения (100) равным 4.25 Å. Необходимая степень ориентации глинистых частиц и толщина препаратов достигалась путем медленного осаждения глинистой суспензии на стеклянную подложку. Всего было произведено порядка 200 съемок, из них 75 для количественных определений.

Изучение формы выделения глинистых частиц в тонкодисперсной пелитовой фракции (<0.001 мм)

проводилось на электронном сканирующем микроскопе (всего 25 микрофотографий) в аналитической лаборатории Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

По данным геофизических исследований, на изучаемой акватории выделяются несколько геологических объектов (рис. 1): участки фоновой гемипелагической седиментации с низким обратным рассеянием, участки с тонкой горизонтальной слоистостью на записях профилографа, грязевой вулкан Хаакон Мосби, диапироподобные структуры, участки сильного обратного рассеяния на записях гидролокаторов бокового обзора ОКЕАН и OREtech, интерпретируемые как выходы углеводородных потоков [Geological..., 1999; Крупская, Андреева, 2001].

Литологические разрезы из указанных геологических объектов были подразделены на три основные группы (рис. 2):

1 – слоистые, отчасти биотурбированные алевро-пелиты с различным содержанием песчаной примеси и гидротроилита (станции PL96-23 – за пределами вулкана, AT-132G – из участка слабого обратного рассеяния и AT-133G – из ложбинки с четкой тонкой слоистостью);

2 – отложения грязевого вулкана и его потоков (PL96-33, PL96-46 и AT-130G), отличающиеся наличием в разрезах сопочных пелитов;

3 – отложения диапироподобных структур и участков сильного обратного рассеяния (AT-126G, AT-127G, AT-128G, AT-131G, AT-134G, AT-135G), характеризующиеся наличием одного или нескольких горизонтов уплотненных осадков с глинистыми окатышами, переслаивающихся с гомогенными осадками.

В отложениях первой группы встречено большое количество остатков различных организмов: спикул губок, раковин фораминифер, двустворок, кокколитофорид и др. Сопочные пелиты из второй группы характеризуются как немые толщи, в отложениях третьей группы содержание органических остатков сильно варьирует по разрезу.

По характеру поведения гистограмм гранулометрического состава, эмпирических полей распределения и кумулятивных кривых на основании сравнительного анализа выделены несколько литогенетических типов осадков [Крупская, 2002], характеризующихся различными условиями образования и постседиментационными изменениями: гемипелагические осадки (гемипелагиты), отложения турбидных потоков (турбидиты) и контурных течений (контуриты), сопочные пелиты грязевого вулкана Хаакон Мосби. Среди последних выделены следующие разности: собственно

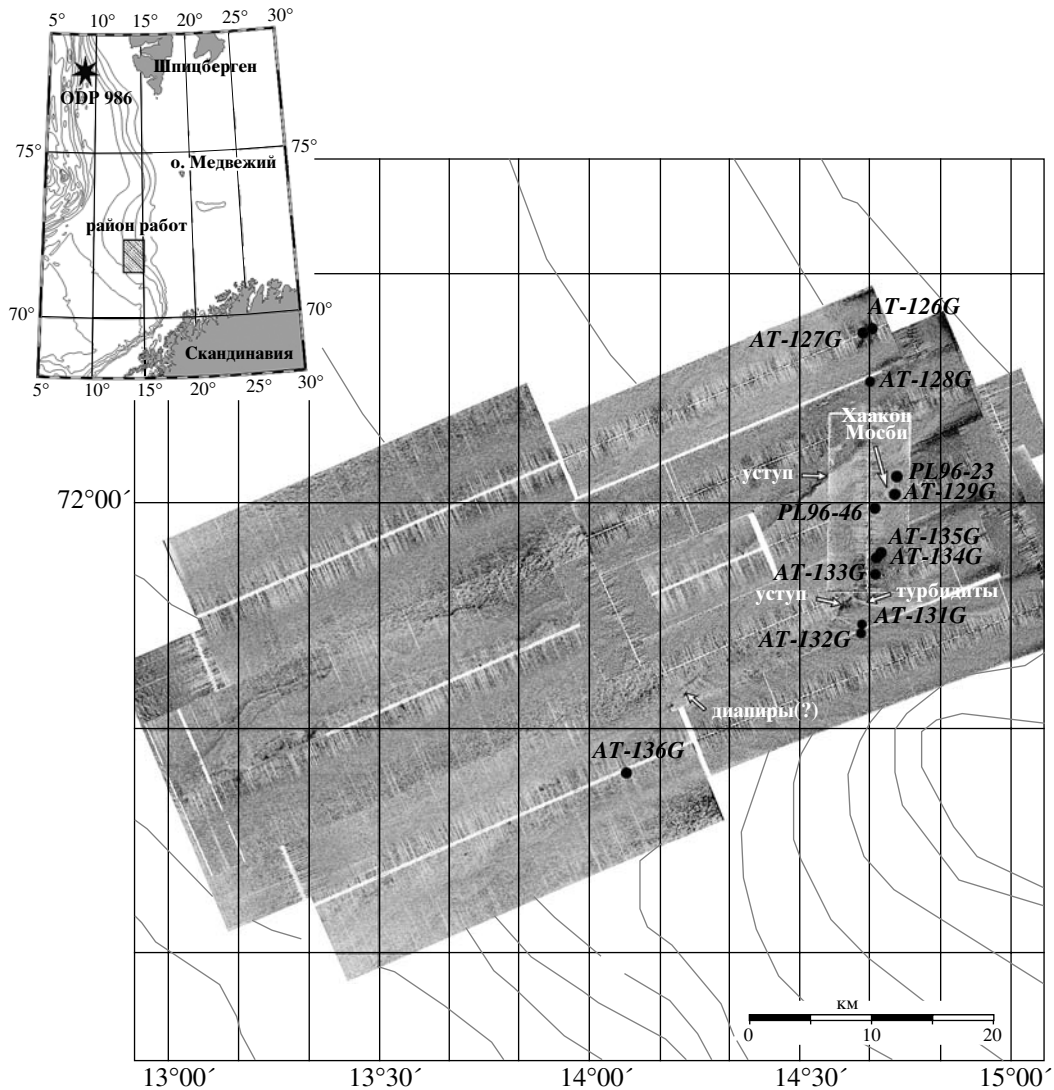


Рис. 1. Местоположение участка работ, мозаика гидролокатора бокового обзора ОКЕАН по [Geological..., 1999] и расположение станций грунтового опробования.

сопочные пелиты кратера, измененные сопочные пелиты периферии и его потоков [Крупская и др., 2002], смешанные осадки верхней части разрезов из периферии грязевого вулкана, диапировый материал, переотложенный диапировый материал и отложения нефелоидных потоков (нефелоидиты). Последние были описаны в разрезах диапироподобных структур.

Разрезы нефелоидитов имеют в своем составе два и более горизонтов комковатых осадков, иногда с признаками градационной слоистости. В то же время гранулометрический состав не претерпевает значительных изменений вниз по разрезу. Формирование отложений нефелоидных потоков происходит в два этапа. На вершине куполовидной структуры возникает мутьевое облако, которое перемещается вниз, по пути захватывая менее разжиженный материал, затем взмученные

осадки переносятся вниз по склону и отлагаются из взвеси. Осаждение взмученного материала происходит довольно быстро, а механизм осадконакопления в целом схож с турбидными потоками низкой плотности.

Для каждого типа отложений характерны свои гранулометрические спектры (рис. 3, 4). При гемипелагическом осаждении формируются завершённые моно- и бимодальные эмпирические поля распределения (ЭПР) и крутые графики кумулятивных кривых (КК) с хорошей степенью сортировки, при подъеме материала в грязевых вулканах и глиняных диапирах – неполные бимодальные ЭПР и абсолютно ровные КК, в случае стекания и оползания низкоскоростных и низкоплотностных потоков (нефелоидных и турбидитных) образуются резко незавершённые ЭПР с вогнутыми (для нефелоидных потоков) и выпуклыми

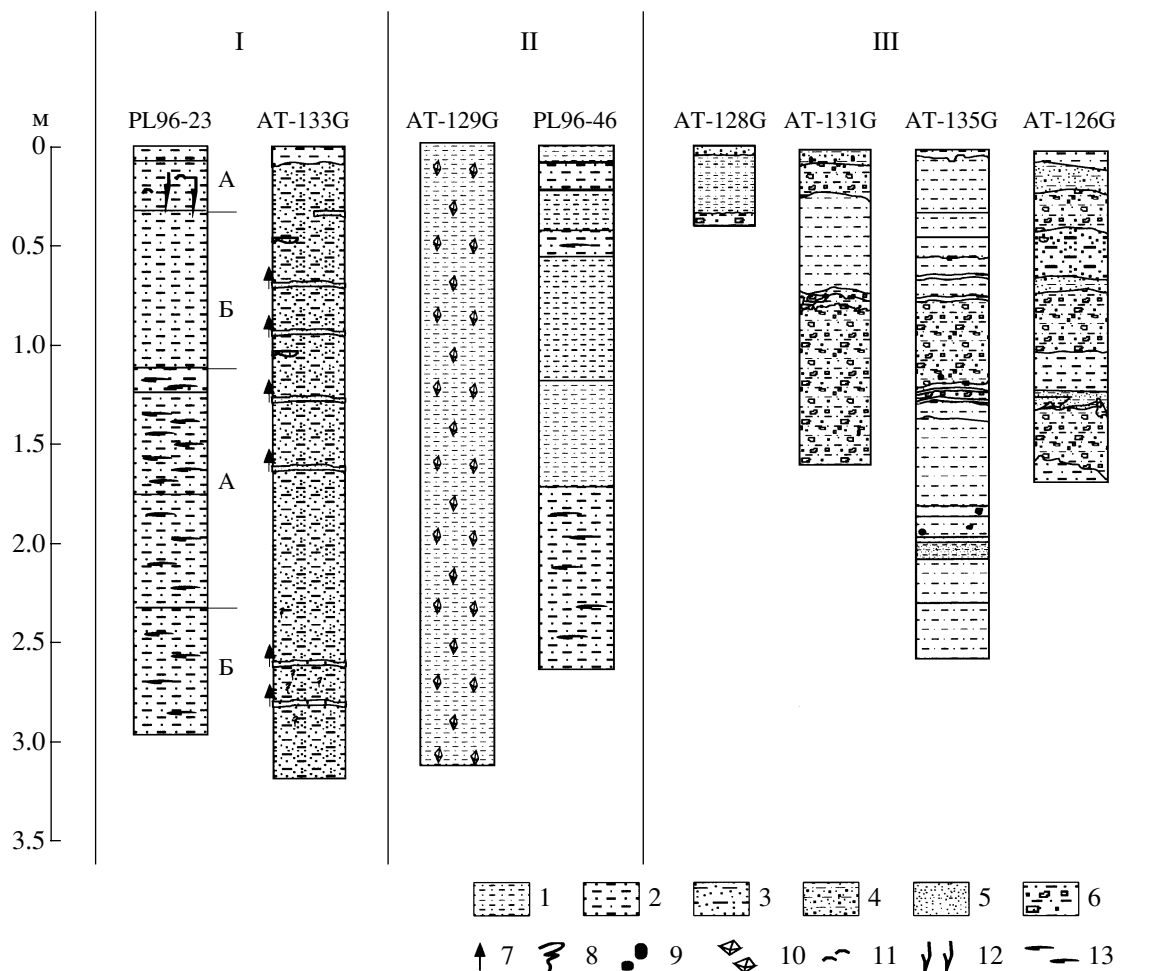


Рис. 2. Группы литологических разрезов.

I – слоистые, отчасти биотурбированные отложения с низким обратным рассеянием; II – отложения грязевого вулкана Хаакон Мосби; III – отложения диапировых структур и участков сильного обратного рассеяния.

A и B – горизонты станции PL96-23, характеризующиеся различным распределением тонких гранулометрических фракций.

1 – алевритовые пелиты; 2 – пелитовые алевриты; 3 – алевропелиты с примесью песка; 4 – алевропелиты с примесью песка и гравия; 5 – песок; 6 – комковатые осадки; 7 – градиционная структура; 8 – биотурбация; 9 – обломки пород; 10 – кристаллы газовых гидратов; 11 – обломки двустворок; 12 – трубочки полихед; 13 – примазки и пятна гидротроилита.

ми (для турбидных потоков) кумулятивными кривыми. Для смешанных осадков верхней части разреза периферии грязевого вулкана характерно наличие черт как гемипелагических осадков, так и сопочных пелитов.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Все образцы пелитовой фракции осадков представляют собой полиминеральные смеси. Из неглинистых минералов в изученных осадках Норвежского моря обнаружены кварц, полевые шпаты и карбонаты, а также следы гетита, гипса, амфиболов и аморфное органическое вещество, определяемое по наличию широкого гало (подъ-

ему линии фона) в области углов $17-25^\circ 2\theta$. Определять процентное соотношение перечисленных минеральных фаз, а также их видовую принадлежность не входило в задачи данного исследования.

Среди глинистых минералов во всех без исключения пробах были определены иллит, хлорит и каолинит, а также смектит и смешанослойные минералы ряда иллит-смектит и, в отдельных случаях, хлорит-смектит (рис. 5).

Иллит (Ил) характеризуется базальными отражениями (001): $10.03-9.98, 5.0-4.97, 3.33-3.31 \text{ \AA}$, с $d(060) = \sim 1.50 \text{ \AA}$. Последнее значение вместе с довольно низким отношением интенсивностей $002\text{Ил}:001\text{Ил}$, равное примерно 0.33, указывает

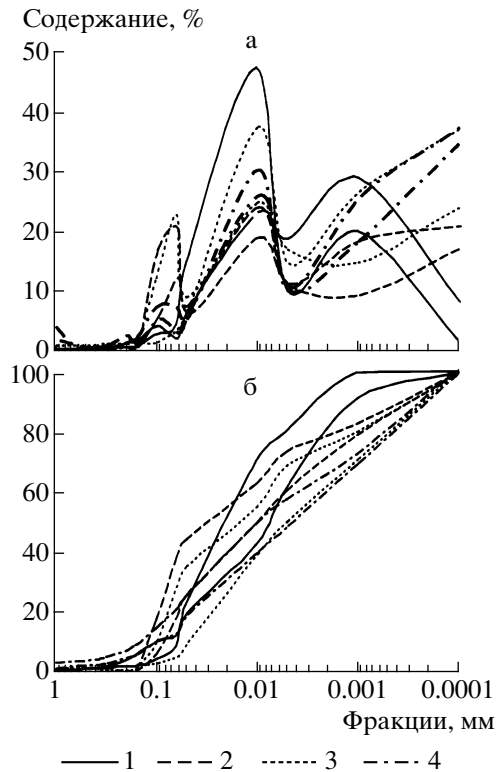


Рис. 3. Типичные эмпирические поля распределения (а) и кумулятивные кривые (б).

1 – гемипелагиты, 2 – турбидиты, 3 – контуриты, 4 – нефелоидиты.

на то, что минерал диоктаэдрический. Степень гидратации структуры иллита определялась по методике В.Н. Логвиненко [1990]. **Смектит (См) и смешанослойные минералы ряда иллит-смектит (СС Ил-См)** определялись по смещению рефлексов в насыщенных этиленгликолем препаратах из области значений $d = 12\text{--}15 \text{ \AA}$ до $17\text{--}18 \text{ \AA}$ и наличию соответствующих отражений более высоких порядков [Дриц, Коссовская, 1990]. Прокаливание при $550\text{--}600^\circ\text{C}$ приводит к дегидратации структуры и, как следствие, к смещению базального отражения $12\text{--}15 \text{ \AA}$ в область иллитового максимума 001 с $d = 9.2\text{--}9.8 \text{ \AA}$. В образцах присутствуют одновременно как смектиты, вероятно, с разным составом межслоевых катионов, так и смешанослойные минералы. Последние были определены по присутствию отражений в насыщенном этиленгликолем состоянии в районе $18\text{--}19 \text{ \AA}$ и даже в области $20\text{--}30 \text{ \AA}$, нарушенной кратности отражений по сравнению со смектитами и некоторым другим признакам. Соотношение пакетов вычисляли по методу Меринга [Шлыков, 1991], учитывая литературные данные по упорядоченным и неупорядоченным образованиям [Шлыков, 1991; Рентгенография..., 1983; Дриц, Коссовская, 1990]. Более точно определить структурные и кристаллохимические особенности смешанос-

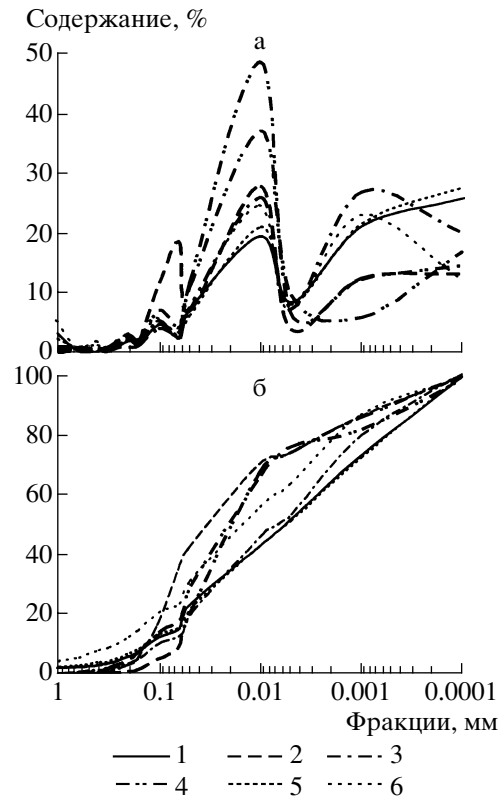


Рис. 4. Типичные эмпирические поля распределения (а) и кумулятивные кривые (б).

1, 2 – сопочные пелиты кратерной части грязевого вулкана Хаакон Мосби; 3 – измененные сопочные пелиты периферии грязевого вулкана и его потоков; 4 – смешанные осадки верхней части разрезов периферии грязевого вулкана; 5 – диапировый материал; 6 – переотложенный диапировый материал.

лойных минералов в исследуемых осадках не представлялось возможным ввиду высокой изменчивости их состава и нечеткой дифракционной картины.

Обработка теплой 5% HCl показала значительное снижение интенсивности отражения $001\text{Кл}/002\text{Хл}$ и $002\text{Кл}/004\text{Хл}$, а также полное исчезновение рефлекса 003Каол со значениями межплоскостных расстояний 2.81 \AA .

Хлориты (Хл) обладают межплоскостными расстояниями $13.98\text{--}14.28, 7.10, 4.71, 3.56$ и 2.82 \AA и принадлежат, скорее всего, к магниально-железистым разностям, о чем свидетельствует соотношение интенсивностей четных и нечетных рефлексов. Однако из-за совместного присутствия хлорита и каолинита во всех без исключения образцах вычислить содержание суммарного атомарного Fe и его распределение в октаэдрических слоях не представляется возможным.

Каолинит (Кл) зафиксирован по значениям $d = 7.15$ и 3.58 \AA . Изредка отражения каолинита и хлорита отчетливо разрешались в области $14^\circ 2\theta$

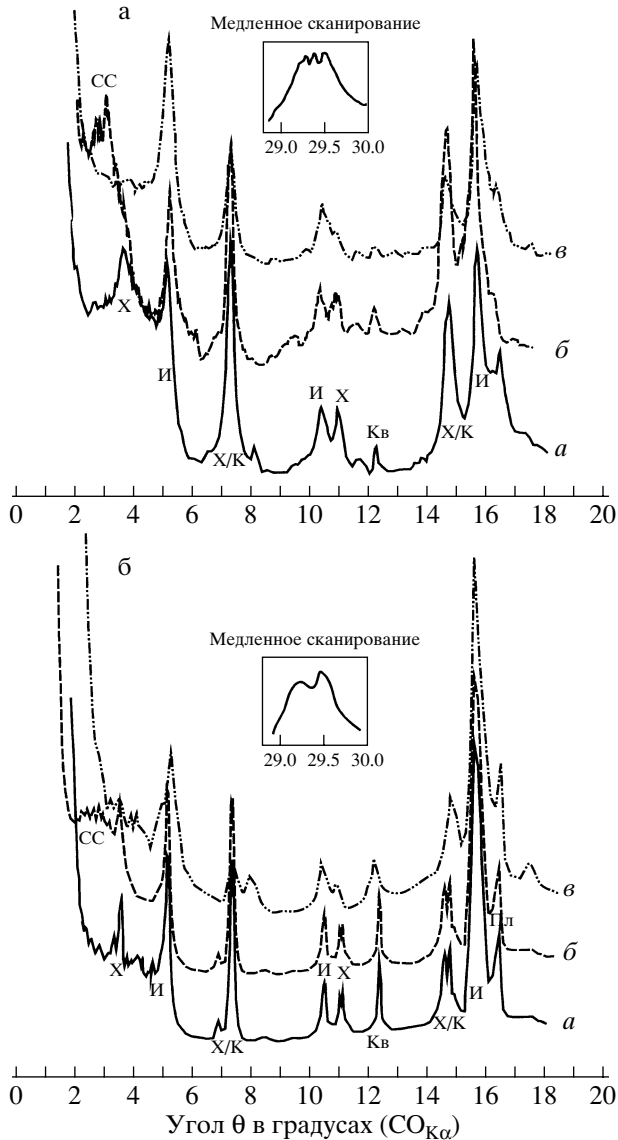


Рис. 5. Типичные рентгенограммы сопочных пелитов кратерной части грязевого вулкана Хаакон Мосби (а) и гемипелагических осадков (б)
а – в воздушно-сухом состоянии; *б* – насыщенные этиленгликолем; *в* – прокаленные при температуре 600°C в течение 1.5 часов.
 СС – смектит и смешанослойные минералы, И – иллит, X – хлорит, X/K – дуплет хлорит-каолинит, Кв – кварц, Пл – плагиоклаз.

(7.15–7.10 Å) и всегда хорошо в районе 29° 2θ (3.56–3.58 Å).

Гемипелагиты

Глинистые минералы в исследованных донных отложениях испытывают довольно значительные для небольшого полигона колебания их состава (рис. 6). Гемипелагические осадки имеют следующие соотношения глинистых минералов: иллит – более 60%, хлорит и каолинит – 10–20%,

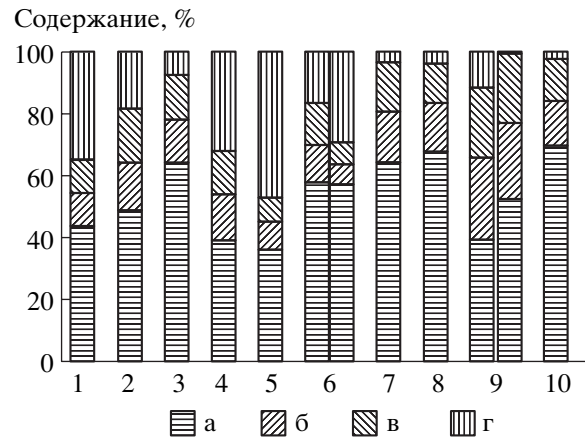


Рис. 6. Содержание глинистых минералов в осадках Норвежского моря.
 а – иллит, б – хлорит, в – каолинит, г – смектит со смешанослойными минералами.
 1, 2 – сопочные пелиты грязевого вулкана; 3 – смешанные осадки верхней части разрезов периферии грязевого вулкана; 4 – материал глиняного диапира; 5 – преобразованный диапировый материал; 6 – отложения в районе выхода углеводородных потоков; 7 – гемипелагиты; 8 – турбидиты и контуриты; 9 – нефелоидиты диапирового генезиса; 10 – нефелоидиты гемипелагического генезиса.

содержание смешанослойных не превышает 10%. Глинистые частицы имеют преимущественно вытянутую форму без видимых признаков постседиментационных изменений (рис. 7). Характерной чертой является значительное снижение количества рентгеноаморфной фазы и увеличение степени окристаллизованности глинистых минералов с глубиной.

Содержание набухающих межслоев и степени кристалличности глинистых минералов изменяется по разрезу, и при этом строго коррелируется с горизонтами А и Б, выделенными по гранулометрическому признаку (см. рис. 2). Для горизонта А характерны осадки с плохо окристаллизованным глинистым материалом и с минимальным количеством набухающих слоев (0–3%), в осадках из горизонта Б наблюдается увеличение содержания набухающих слоев до 5–10%, при этом все глинистые минералы отличаются лучшей степенью кристалличности.

Турбидиты и контуриты

Несмотря на различия в гранулометрических спектрах, наиболее близки к гемипелагитам по составу и структуре глинистых минералов контуриты и турбидиты (АТ-132Г, А-133Г, соответственно): Ил – 68–76%, Хл – 11–17%, Кл – 10–17%, См и смешанослойные фазы – 2–4%. Глинистые минералы поверхностных осадков (0–3 см) обла- дают, как правило, относительно низкой степе-

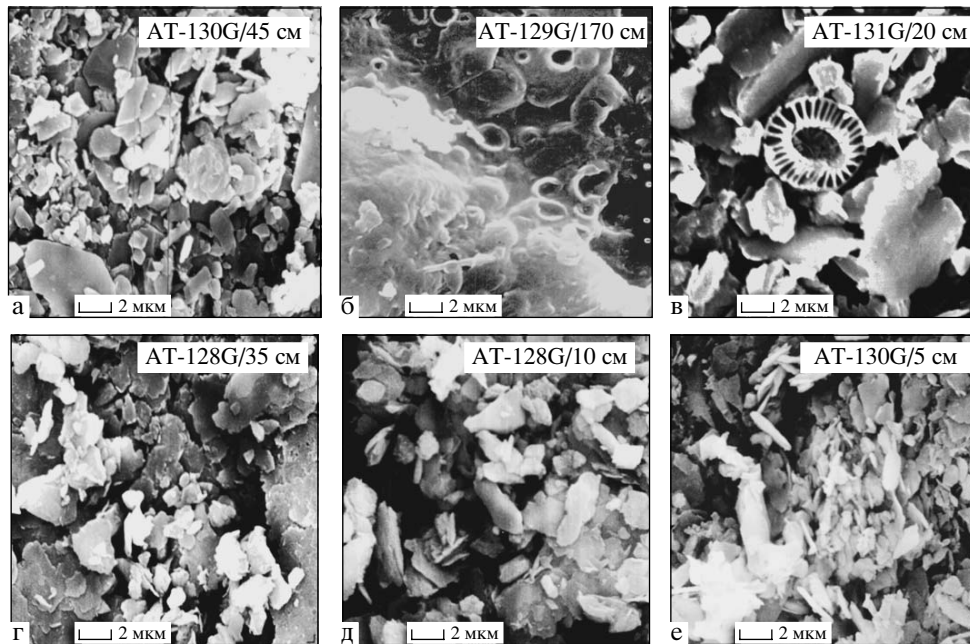


Рис. 7. Различные типы осадков, встреченных на изучаемой акватории (СЭМ).

а, б – сопочные пелиты грязевого вулкана; в – отложения в районе выхода углеводородных потоков; г – диапировый материал; д – преобразованный диапировый материал; е – гемипелагиты.

нию кристалличности структуры всех глинистых минералов по сравнению с подстилающими толщами.

Сопочные пелиты и диапировый материал

Среди сопочных отложений грязевого вулкана (станции АТ-129G, АТ-130G и PL96-46) по гранулометрическим данным выделяются две разновидности. Состав глинистых минералов и их структурные характеристики изменяются при этом незначительно: Ил – порядка 50%, Кл и Хл – 10–15%, каждый, См и смешанослойные – 20–25%.

Практически абсолютное сходство с сопочными пелитами обнаруживается в отложениях некоторых диапировых структур. Однообразие прослеживается как по гранулометрическим данным, так и в составе глинистых минералов. Далее сопочные пелиты и диапировый материал (на примере станции АТ-128G) будут рассматриваться вместе.

Основная масса глинистых частиц из отложенных сопочных пелитов (АТ-129G), диапирового материала (АТ-128G) и отложений на участке выхода флюидного (АТ-131G) потока имеет изометричную форму. При этом крупные иллитовые частицы имеют четкие края, в то время как относительно мелкие частицы сплошь покрыты облаком смешанослойных новообразований. На основании изменения вверх по разрезу диапировой колонки АТ-128G формы глинистых частиц

от изометричной до вытянутой можно проследить смену условий седиментации от дипирового выжимания до гемипелагической седиментации.

Все глинистые минералы хорошо окристаллизованы. Рентгеноаморфный кремнезем содержится в незначительных количествах. Средние содержания глинистых минералов следующие: Ил – 44%, Хл – 10–13%, Кл – 11–16%, набухающие фазы – 25–34%. Для отложений указанного типа характерны повышенные концентрации смектита и неупорядоченных смешанослойных иллит-смектитов с различным соотношением пакетов, повышенная степень гидратации иллита с содержанием смектитовых пакетов до 10–15%, а также наличие смешанослойного образования ряда хлорит-смектит.

Значения межплоскостных расстояний 001 гидрослюды и хлорита несколько завышены и составляют 10.08 Å и 14.28 Å, соответственно. После насыщения калием смешанослойные фазы теряют способность к набуханию, что говорит об их иллитовом происхождении.

Измененные сопочные пелиты периферийной области грязевого вулкана отличаются уменьшением содержания набухающих образований (до 20%). В этих осадках четче проявляются фазы с различным соотношением смектитовых и иллитовых пакетов, которые были определены по методу Меринга как 30:70, 50:50 и 70:30, соответственно.

В составе глинистых минералов переотложенного диапирового материала наблюдается закономерное увеличение вверх по разрезу содержания иллита от 40 до 65% и уменьшение смешанослойных иллит-сметкитов от 45 до 10%.

Нефелоидиты

Отложения в районе выхода флюидного потока (АТ-131G), фиксируемого по нарушению сплошности отражений на сейсмоакустических записях и высокому обратному рассеиванию, характеризуются нестабильным содержанием набухающих фаз (9–30%, при среднем – 18%) и небольшими изменениями по разрезу: Ил (55–66%, в среднем 60%), Кл (8–17%, в среднем 11%) и Хл (7–14%, в среднем 11%). По составу глинистых минералов отложения из участка выхода углеводородных флюидов схожи как с гемипелагическими осадками (высокое содержание иллита), так и сопочными пелитами (высокое содержание смешанослойных фаз). Все глинистые минералы хорошо окристаллизованы. Края тонких иллитовых частиц покрыты облаковидными смешанослойными образованиями. Иллит характеризуется высокой степенью гидратации структуры, содержание смектитовых пакетов может достигать 10–15%. Содержание смешанослойных образований меняется по разрезу. В горизонтах с низким их содержанием степень гидратации иллита также снижается. Вблизи этого участка суммарное содержание смектитов и смешанослойных минералов не достигает и 5%.

Отложения нефелоидных потоков, выделяемые по гранулометрическим данным, имеют довольно схожие гистограммы состава, графики эмпирических полей распределения и кумулятивных кривых.

Обращают на себя внимание большие флуктуации содержаний глинистых минералов, что еще раз подтверждает потоковый генезис осадков. Намечаются три ассоциации глинистых минералов: 1) иллитовая с высоким содержанием иллита (порядка 65–70%), средним количеством каолинита и хлорита и низким смешанослойных образований (АТ-134G, АТ-135G), 2) хлорит-каолинит-сметкитовая, родственная предыдущей, но с высоким содержанием смешанослойных минералов (АТ-136G) и 3) хлорит-каолинитовая (с нестабильным и невысоким содержанием иллита (в среднем порядка 50%) и с высоким для изученного района (до 22–27%) содержанием каолинита (АТ-126G, АТ-127G). Горизонты, отвечающие различным ассоциациям глинистых минералов, а также интервалы, выделяемые по структурно-текстурным особенностям во время описания кернов на борту судна и по гранулометрическим характеристикам, не совпадают между собой.

Структурные характеристики глинистых минералов указанных ассоциаций, несмотря на различия в составе самих минералов, сходны. Все глинистые минералы хорошо окристаллизованы и обладают высокой степенью ориентации частиц параллельно плоскости подложки. Профили базальных рефлексов четкие, узкие, с низкими значениями полуширин пиков. Смешанослойных образований ряда хлорит-сметкит не выявлено. Вероятнее всего, в составе глинистой фракции присутствуют как самостоятельный смектит, так и смешанослойные фазы иллит-сметкитового ряда с соотношением смектитовых и иллитовых пакетов порядка 50:50. Рефлексы 002X/001K и 004X/002K четко разрешаются на два узких максимума. Иллит характеризуется низкой степенью гидратации структуры. Прокаливание при 600°C показывает увеличение интенсивности базального отражения (001) иллита, возможно, за счет уплотнения дегидратированных пакетов и увеличения таким образом степени кристалличности структуры.

Отложения из различных ассоциаций глинистых минералов отвечают различным обстановкам осадконакопления.

Группа 1. Отложения нефелоидных потоков с аккумулятивных форм рельефа образовались из гемипелагических осадков (АТ-134G, АТ-135G). Состав и структурные особенности глинистых минералов аналогичны гемипелагическим осадкам, рассмотренным выше. Для таких отложений характерно высокое содержание Ил (59–73%, при среднем содержании 68%), низкие количества См и смешанослойных минералов (от <1% до 6%, в среднем 3%) и средние для данного региона количества Кл (11–19%, в среднем 14%) и Хл (12–18%, в среднем 15%). Глинистые минералы плохо окристаллизованы. Содержание смектитовых пакетов в структуре гидрослюды не более 2–3%. Подобные структуры могли сформироваться на границе разгрузки небольшого оползня или в результате действия ледовых факторов.

Группы 2 и 3. Отложения нефелоидных потоков со структур глиняных диапиров (АТ-126G, АТ-127G, АТ-128G, АТ-136G) характеризуются довольно высокими флуктуациями состава глинистых минералов, при этом средние содержания Ил (~50%) понижены по сравнению с гемипелагитами и завышены по сравнению с сопочными пелитами, а содержания Кл (~20%), в среднем, завышены по сравнению и с теми и с другими. Количество См и СС варьирует от 5 до 40%. Все глинистые минералы хорошо окристаллизованы и отличаются изометричной формой частиц со следами постседиментационных изменений (сметкитизации). Рентгеноаморфный органический кремнезем содержится в незначительных количествах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для подавляющего большинства образцов из гемипелагических осадков характерно высокое содержание иллита (60–70%) и низкое содержание смектита и смешанослойных минералов (менее 10%). Подобные соотношения глинистых минералов на юго-западе склона Баренцева моря отмечены многими исследователями [Шелехова, 1991; Богданов и др., 1998]. Характерной чертой является монотонный состав глинистых минералов по разрезу и значительное понижение количества рентгеноаморфного вещества и увеличение степени окристаллизованности глинистых минералов с глубиной.

Горизонты А и Б гемипелагитов, выделенные по результатам детального гранулометрического анализа, отличаются друг от друга по составу набухающей компоненты, относящейся, скорее всего, к смешанослойным глинистым минералам ряда иллит-смектит. В периоды гемипелагического осадконакопления, когда наблюдается увеличение вклада алевритовой составляющей (горизонты Б), происходило также и увеличение доли смешанослойных минералов. Таким образом, в периоды формирования горизонтов Б существовал дополнительный источник поступления материала, вероятно, связанный с разгрузкой айсбергов и покровных льдов.

Отмеченное в отложениях турбидных потоков и придонных течений высокое содержание иллита и низкое набухающих компонентов объясняется тем, что источником материала для этих образований послужили гемипелагические осадки, снесенные вниз по склону.

Главное отличие сопочных отложений грязевого вулкана состоит в достаточно высоком (для современных осадков Норвежского моря и западной части Баренцева моря в целом) содержании набухающих минералов, среди которых выявлены смектиты, смешанослойные иллит-смектиты (подавляющая компонента) с различным соотношением пакетов и смешанослойные хлорит-смектиты. Значения межплоскостных расстояний (001) гидрослюды и хлорита несколько завышены по сравнению с гемипелагитами и турбидитами 10.08 Å и 14.28 Å, соответственно. Для этих отложений отмечена сравнительно высокая степень гидратации, которая может достигать 10–15%.

По разным источникам, корни вулкана располагаются на глубине от 850 до 3000 метров [Леин и др., 2001; Hjelstuen et al., 1999]. Как правило, глинистые минералы на такой глубине активно подвергаются процессам постседиментационного преобразования в основном за счет уплотнения пород [Котельников, Конюхов, 1986; Chamley, 1989]. В результате этого степень их гидратации низкая, а базальные отражения всех глинистых минералов узкие и острые благодаря потере меж-

слоевой воды [Франк-Каменецкий и др., 1983]. В случае сопочных пелитов наблюдается обратная картина – появление большого числа неупорядоченных смешанослойных минералов и увеличение степени гидратации иллита. Происхождение смешанослойных минералов может быть объяснено действием направленного потока флюидов. Под воздействием давления флюидная вода, богатая Са и Mg (о чем свидетельствуют находки аутигенных Са-Mg карбонатов по периферии грязевого вулкана [Леин и др., 1998]), проникает в структуру иллита, при этом возникают деформированные участки, в которых постепенно образуются самостоятельные минеральные фазы, а степень гидратации иллита резко повышается (до 10% смектитовых пакетов). В ходе экспериментальных работ Э.А. Гойло [1997] была показана возможность формирования при гидротермальном процессе неупорядоченных смешанослойных фаз ряда иллит-смектит в присутствии K^+ и Na^+ , тогда как в присутствии Ca^{2+} и Mg^{2+} образуются фазы с упорядоченным переслаиванием. Смешанослойные минералы характеризуются, прежде всего, асимметрией строения и распределения заряда в элементарном пакете. Первопричиной образования асимметрии заряда при реакции с участием 3-х этажных смектитовых пакетов является активность среды, а содержание органических компонентов, в свою очередь, также способствует ускорению трансформации глинистых минералов [Гойло, 1997]. Углеводородные флюиды отличаются высоким Eh-потенциалом. Несомненным является и высокое содержание органических компонентов. Все вышесказанное делает возможным происхождение иллит-смектитов в отложениях грязевого вулкана Хаакон Мосби и некоторых глиняных диапиров из иллитового материала.

О возможности полной трансформации иллита в смектитоподобные минералы указывали многие исследователи [Мдмивнишвили и др., 1977; Франк-Каменецкий и др., 1983]. Возможно, увеличению содержания смешанослойных иллит-смектитов способствовало вероятное большое количество смектитов в глубинных отложениях вблизи очага грязевого вулкана, как, например, в черноморских грязевых вулканах [Конюхов и др., 1990]. Если принять глубину очага Хаакон Мосби в 1000 м (как среднюю и наиболее реальную цифру), то, по данным глубоководного бурения станции 986, отложения соответствующей сейсмофации, протягивающейся вдоль всего континентального склона, обогащены смектитом (до 50%, в отдельных случаях выше). Однако причина столь высокого содержания смектитов в отложениях плиоцен-плейстоценового возраста в районе острова Медвежий дискуссионна. Отложения станции глубоководного бурения 986 сформировались под непосредственным влиянием сноса с архипелага Шпицбергена, где в породах и продук-

тах эрозии очень велико содержание смектитов. Начиная с плиоцена, осадки в районе острова Медвежьего накапливались благодаря эрозии шельфа Баренцева моря и переносу материала вниз по склону. Влияние вулканических построек Вестбаккенской вулканической провинции и поднятия Стапен сведено до минимума. В плейстоцен-голоценовое время на большей части дна Баренцева моря преобладали осадки с содержанием иллита свыше 60%. Именно такие соотношения можно увидеть в гемипелагических осадках, рассмотренных в данной работе.

Состав глинистых минералов станций АТ-134G и АТ-135G, отобранных с разных склонов некой возвышенности неизвестного происхождения, абсолютно сходен с таковыми из гемипелагических осадков и отложений турбидитов низкой плотности, а также вероятных контурных течений, при этом нефелоидный характер отложений по гранулометрическим данным не вызывает сомнений. Эта структура образовалась в результате действия совершенно иных факторов, нежели большинство изученных диапиров, скорее всего – это граница разгрузки локального оползня.

В отложениях нефелоидных потоков со структур глиняных диапиров, перекрытых современными осадками (АТ-126G, АТ-127G и АТ-136G), выделяются две главные ассоциации глинистых минералов: 1) каолинитовая, представленная отложениями (на примере станций АТ-126G и АТ-127G) с высоким содержанием каолинита (порядка 25%), пониженным, нестабильным (в среднем 50%) количеством иллита (с низкой степенью гидратации) и низким содержанием (в среднем 5%) смешанослойных минералов; 2) смектитовая, представленная отложениями с низким содержанием иллита (порядка 40%, с высокой степенью гидратации), высоким и нестабильным содержанием смешанослойных фаз (20–40%) и непостоянным количеством каолинита и хлорита (10–20%).

На основании сравнительного анализа состава глинистых минералов отложений глиняных диапиров, грязевого вулкана и гемипелагических осадков установлено, что описанные в работе глиняные диапиры сформировались в разное время. Для относительно ранних глиняных диапиров характерно пониженное содержание смешанослойных фаз (до 13%), а также повышенное содержание хлорита и каолинита (до 25%). Отложения более поздних диапировых структур отличаются высоким содержанием (20–40%) смешанослойных фаз ряда иллит-смектит с фиксированным соотношением пакетов и с вероятной тенденцией к упорядоченности. Содержание хлорита и каолинита незначительно уменьшается, в среднем до 15%. К этому же временному интервалу относится и формирование структуры грязевого вулкана Хаакон Мосби.

Представленная в работе типизация морских осадков на участке действия таких различных по своей природе геологических процессов, как углеводородные потоки, гемипелагическое осаждение и перенос материала вниз по склону потоками и течениями, вероятно, нуждается в доработке и укрупнении выделенных единиц. Задачей же данного исследования было разделение внешне схожих и монотонных толщ с максимальной детальностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного комплексного исследования отложений, развитых в пределах юго-западной окраины Баренцева моря в районе острова Медвежий, можно сделать следующие выводы:

1. Изученная область морского дна характеризуется развитием гемипелагической седиментации, склоновых процессов в виде нефелоидных и турбидных потоков, придонных течений, действия углеводородных потоков, проявленных в глиняных диапирах, действующем грязевом вулкане и донных воронках.

2. В результате самостоятельного действия этих процессов и их совмещения образуются различные генетические типы отложений, различающиеся по механизму и условиям осадкообразования: гемипелагиты, сопочные пелиты грязевого вулкана Хаакон Мосби, диапировый материал, смешанные осадки периферии грязевого вулкана и переотложенный диапировый материал, нефелоидиты, контуриты (?) и турбидиты.

3. Для каждого генетического типа описаны типовые эмпирические поля распределения, кумулятивные кривые, состав и структурные особенности глинистых минералов пелитовой фракции осадков.

4. Среди глинистых минералов определены иллит, хлорит, каолинит, смектит и смешанослойные образования ряда иллит-смектит и хлорит-смектит.

5. Основываясь на сравнительном анализе состава глинистых минералов, может быть восстановлен первичный генезис осадков неизвестного происхождения. Доказано, что материалом для формирования турбидитов и контуритов послужили гемипелагические осадки, а нефелоидиты образовались либо из диапирового материала, либо из гемипелагитов.

6. Под воздействием углеводородных флюидов происходит образование смешанослойных глинистых минералов ряда иллит-смектит путем трансформации иллита в отложениях грязевого вулкана Хаакон Мосби, отдельных глиняных диапиров и в участках выхода флюидных потоков. Содержание набухающей компоненты в таких

осадках может достигать 40–50%, в то время как в гемипелагитах оно не превышает 5–10%.

По соотношению смешанослойных глинистых минералов ряда иллит-сметтит и каолинита выделены две генерации диапировых структур: “каолинитовая” – относительно более поздняя и “сметтитовая” – более ранняя. Ко времени формирования последней генерации относится и образование грязевого вулкана Хаакон Мосби.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 02-0564017 и № 03-05-06241.

Авторы выражают признательность зав. лабораторией геохимии и литологии осадков Мирового океана ГЕОХИ РАН М.А. Левитану, сотрудникам рентгеновских лабораторий СПбГУ Э.А. Гойло, МГУ – В.Л. Косорукову, ГЕОХИ РАН – А.М. Бычкову, а также сотрудникам литологической лаборатории ВНИИОкеангеологии и аналитической лаборатории ИО РАН им. П.П. Ширшова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Лапина Н.Н.* Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 50 с.
- Богданов Ю.А., Горбунова З.Н., Серова В.В.* Литолого-минералогическая характеристика донных осадков Норвежского моря вблизи о. Медвежий // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 4. С. 597–603.
- Гойло Э.А.* Кристаллохимия трансформаций слоистых силикатов / Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 1997. 70 с.
- Дриц В.А., Косовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Конюхов А.И., Иванов М.К., Кульницкий Л.М.* О грязевых вулканах и гагидратах в глубоководных осадках Черного моря // *Литология и полез. ископаемые*. 1990. № 3. С. 25–38.
- Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
- Крупская В.В., Андреева И.А., Сергеева Э.И., Черкашев Г.А.* Особенности строения и состава отложений грязевого вулкана Хаакон Мосби (ЮЗ Баренцева моря) // *Литология и полез. ископаемые*. 2002. № 2. С. 152–159.
- Крупская В.В.* Литология донных отложений юго-западной окраины Баренцева моря (район острова Медвежий) / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 187 с.
- Крупская В.В., Андреева И.А.* Литологические особенности донных отложений района о-ва Медвежий (Норвежское море) // *Опыт системных океанологических исследований в Арктике* / Под ред. Лисицына А.П., Виноградова М.Е., Романкевича Е.А. М.: Научный мир, 2001. С. 503–510.
- Леин А.Ю., Vogt П.Р., Крейн К. и др.* Геохимические особенности газоносных (CH₄) отложений подводного грязевого вулкана в Норвежском море // *Геохимия*. 1998. № 3. С. 230–249.
- Леин А.Ю., Пименов А.С., Савичев А.С. и др.* Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в Норвежском море // *Геохимия*. 2001. № 3. С. 268–281.
- Лисицын А.П.* Вопросы морского геологического картирования (на примере континентальной окраины Африки) // *Доклады ЮНЕСКО*. 1986. 416 с.
- Логвиненко Н.В.* О степени кристалличности гидрослюды и ее определении // *Литология и полез. ископаемые*. 1990. № 2. С. 136–137.
- Мдивнишвили О.М., Махарадзе Л.В., Пондоева Е.М., Вяхирев Н.П., Калиновская Е.А.* Влияние природы катионов на термическую стабильность ионообменных центров и внутрикристаллическое набухание монтмориллонита // *Известия АН Грузинской ССР. Сер. химическая*. 1977. Т. 3. № 2. С. 179–185.
- Мурдмаа И.О.* Распространение формаций и их стратиграфическое значение // *Геологические формации северо-западной части Атлантического океана* / Под ред. Безрукова П.Л. М.: Недра, 1979. С. 7–31.
- Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты)* / Под ред. Франк-Каменецкого В.А. Л.: Недра, 1983. 359 с.
- Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А.* Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных рТ-параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
- Шелехова Е.А.* Закономерности распределения глинистых минералов в поверхностном слое осадков Баренцева и Карского морей / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 1991. 77 с.
- Шлыков В.Г.* Рентгеновские исследования грунтов. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1991. 184 с.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // *Geological Society of America Bulletin*. 1965. V. 73. № 7. P. 803–831.
- Chamley H.* Clay sedimentology. Library of Congress Cataloging-in-Publishing Data. 1989. P. 623.
- Fiedler A., Faleide J.I.* Cenozoic sedimentation along southwestern Barents Sea margin in relation to uplift and erosion of shelf // *Global and Planetary Change*. 1996. № 12. P. 75–93.
- Geological Processes on the Northeast Atlantic Margin. Preliminary results of geological and geophysical investigations during the TTR-8 cruise of R/V Professor Logachev (June–August, 1998)* / Eds Kenyon N.M., Ivanov M.K., Akhmedzhanov A.M. UNESCO. 1999. IOS Technical Series. № 54. P. 145.
- Ginsburg G.D., Milkov A.V., Soloviev V.A., Egorov A.V., Cherkashev G.A., Vogt P.R., Crane K., Lorenson T.D., Khutorskoy M.D.* Gas hydrate accumulation at the Haakon Mosby Mud Volcano // *Geo-Marine Letters*. 1999. V. 19. P. 57–67.

- Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J.I., Vogt P.R.* Regional Setting of Hakon Mosby Mud Volcano, SW Barents Sea Margin // *Geo-Marine Letters*. 1999. V. 19. P. 22–28.
- Laberg J.S., Vorren T.O.* The Middle and Late Pleistocene evolution of the Bear Island Trough Mouth Fan // *Global and Planetary Change*. 1996. № 12. P. 309–330.
- Mienert J., Posewang J., Baumann M.* Gas Hydrates along the northeastern Atlantic margin: possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane // *Gas Hydrates: Relevance to Word Margin Stability and Climate Change* / Eds Henriot J.-P. Mienert J. Geological Society, London, Special Publications. 1998. V. 137. P. 275–291.
- Sattem J., Pool D.A.R., Elingsen L., Sejrup H.P.* Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, southwest Barents Sea // *Marine Geology*. 1992. V. 103. P. 15–51.
- Vogt P.R., Cherkashev G., Ginsburg G., Ivanov G., Milkov A., Cran K., Lein A., Sundvor E., Pimenov N., Egorov A.* Haakon Mosby Mud Volcano provides unusual example of venting // *EOS. Transaction. American Geophysical Union*. 1997. V. 78. № 48. P. 545–557.