

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Труды НИИГА — ВНИИОкеангеология Том 198

Морские инженерно - геологические исследования

Сборник научных трудов



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2003

Формирование структуры и инженерно-геологических свойств глубоководных отложений Тихого океана

Абиссальный седиментогенез, определяющий высокопористый (до 92%) и малоплотный ($1,1\text{--}1,3\text{ г/см}^3$) характер многометровых (часто — десятки метров) осадочных толщ Тихого океана, характеризуется агрегацией тонких глинистых частиц в водной толще океана, без которой при существующем характере течений они не должны доходить до дна.

Пути агрегации

Механизм агрегатообразования может быть объяснён по меньшей мере двояко. Приверженцы идеи биофилтрационного осаждения тонкодисперсного материала привлекают так называемый **«пеллетный механизм»**, который, по их мнению, доминирует во всей пелагической области и является основой дифференциации тонкого терригенного материала [13, 14, 3].

По мнению наиболее последовательного апологета идеи биофилтрации А.П. Лисицына, она является главным механизмом удаления тонкой терригенной и биогенной взвеси пелагиали [15]. Биофилтраты, к которым относят инфузорий, оболочников, ракообразных (копеподы, эвфаузииды, амфиподы), фильтруют взвешенный материал океана и выводят, связывая его пеллицилем в комки размером от нескольких десятков микрон до $1\text{--}4$ мм (пеллеты), которые со скоростью $40\text{--}440$ м/сутки доставляют терригенные частицы до дна, где формируется микрослой толщиной в $1\text{--}2$ пеллеты, в котором сохраняется присущая пеллетам восстановительная среда. Распад пеллет компенсируется приходом вещества из вышележащих слоёв воды.

Приведённая выше схема агрегатообразования, по мнению автора настоящей работы, может быть опровергнута, полностью или частично, некоторыми фактами и рассуждениями:

1. По утверждению сторонников биофилтрационного механизма осадкообразования, при температуре вод около $+5\text{ }^\circ\text{C}$ пеллеты сохраняются до $30\text{--}35$ суток, т.е., по их мнению, при средней скорости осаждения пеллет размером $50\text{--}250$ мкм около $40\text{--}440$ м/сутки они хотя бы частично успеют достичь дна океана, не разрушившись. Однако, материал из седиментационных ловушек, поставленных на разных глубинах в пелагических частях Тихо-

го океана, свидетельствует о закономерном уменьшении с глубиной океана органического вещества в **пеллетах** взвеси: от **70—80%** на глубине 400 м до **20%** на глубине 1000 м и не более **5—10%** — на границе **вода—грунт** [26]. Пеллеты теряют существенную часть пеллицилия уже на первых сотнях метрах дистанции осаждения, причём в равной степени на тех участках пеллет, которые отвечают за межчастичные связи. Комки распадаются на всё более и более мелкие, которые осаждаются уже заведомо медленнее и гарантированно разрушаются, не достигнув дна.

2. Отсутствуют сведения о плотности слагающего пеллеты органического материала, которая во многом определяет динамику осаждения. Не исключено, что пеллицилий (или некоторые его разновидности) обладает высокой плавучестью, имея плотность, близкую (может быть, меньшую?) или незначительно превышающую плотность океанской воды ($\rho = 1,025—1,040 \text{ г/см}^3$). В этом случае отложенные в седиментационных ловушках пеллеты, по всей видимости, образуются и должны распространяться, в лучшем случае, в ближайших от места отбора проб слоях толщи океана.

3. Пространственное совпадение биоценозов на поверхности океана с танатоценозами на дне [15] можно объяснить, не привлекая «пеллетный механизм», присутствием в структуре донных осадков биоморфных **агрегатов** (рис. 1), сложенных крупными обломками биогенных остатков (чаще — карбонатными кокколито-форидами, обломками кремнистых панцирей диатомовых водорослей и радиолярий, спикулами губок), покрытыми тонкими глинистыми «рубашками». Скорость осаждения таких агрегатов почти полностью совпадает со скоростью осаждения пеллет (рис. 2). Можно предположить, что именно биоморфные агрегаты, находящиеся на суспензионном этапе, и стали объектом изучения океанологов, тогда как «слабые» пеллеты (продукты биофильтрации) размылись, распались и выпали из поля зрения исследователей.

4. Пеллеты из взвесей, отобранных на различных уровнях океана, существенно отличаются по прочности от агрегатов, формирующих поверхностный слой дна океана: агрегаты взвеси весьма легко разрушаются (тем более — в весьма динамичной среде океана), тогда как агрегаты придонных грунтов отличаются относительно высокой прочностью и разрушаются только под сильным напором воды мощного водяного насоса [2, 23]. Не названа природа сил, которые смогли бы связать между собой терригенные частицы, находящиеся внутри пеллеты в дезинтегрированном состоянии. Ведь при постепенном разрушении пеллицилия на дне такие частицы будут высвобождаться постепенно, одна за другой, и тут же увлекаться достаточно интенсивными придонными течениями (скоростью до **0,25—0,30 м/с** — в рудной провинции Кларин—Клиппертон [8, 24]).

Можно предположить, что большинство из изученных в придонной части водной толщи «пеллет» на самом деле представляют собой агрегаты различных типов, образованные посредством электролитической коагуляции (коалесценции). Основными факторами, способствующими коагуляции терригенного и **биогенного** материала водной толщи океана, являются высокая удельная **поверхность** терригенных глинистых частиц (**10—100 м²/г** [22]), физические свойства (сильный полиэлектролит) и динамика (придающая коагуляции ортокINETический характер) дисперсионной среды океана.

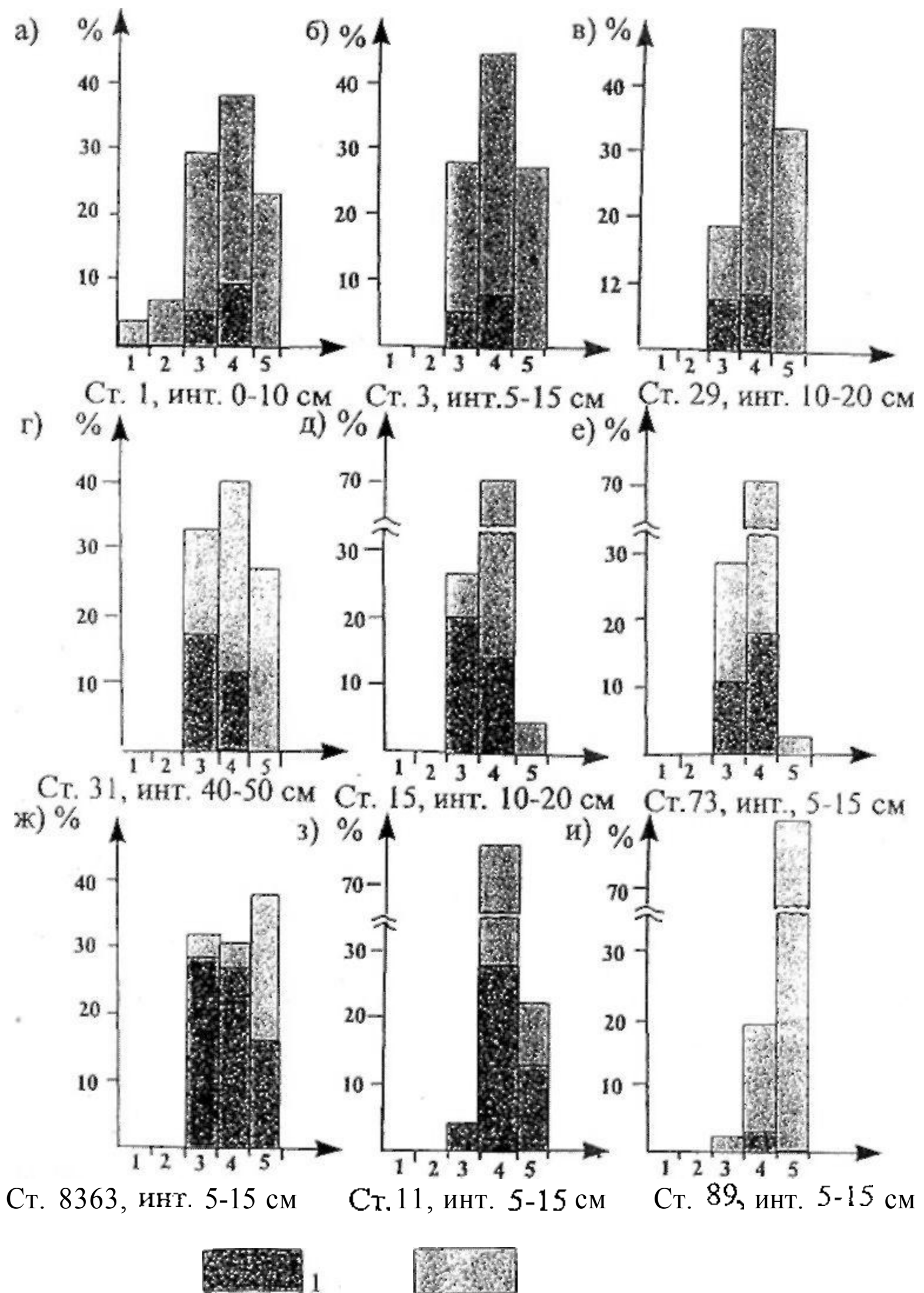


Рис. 1. Гистограммы агрегатного состава пелагических осадков Тихого океана (экспериментальные данные автора).

1 — биоморфные агрегаты; 2 — глинисто-детритовые агрегаты; а — конкреционный слой; б, в, г — глинистые осадки; д, е — глинистые осадки, обогащенные кремнеземом; ж — глинисто-карбонатное отложение; з, и — цеолитсодержащие глины. Фракции (в мм), цифры 1—5: 1 — 0,01—0,05; 2 — 0,05—0,1; 3 — 0,1—0,25; 4 — 0,25—0,5; 5 — > 0,5.

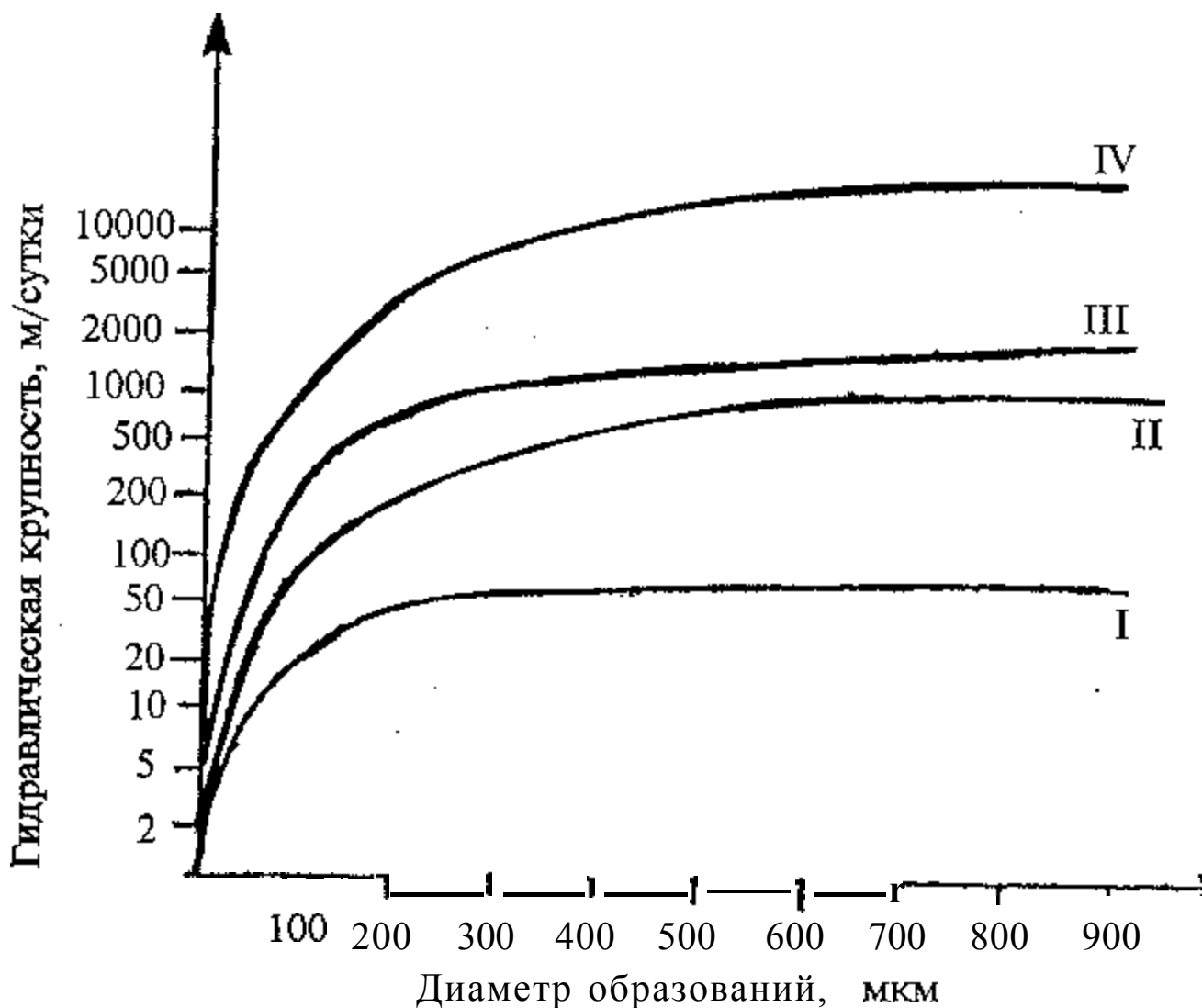


Рис. 2. Гидравлическая крупность терригенных и биогенных образований океана различных размеров.

I — глинисто-детритовые агрегаты (экспериментальные данные автора, количество определений $n = 74$), II — пеллеты (усредненная кривая А. П. Лисицина [15], $n = 172$); III — биоморфные агрегаты (экспериментальные данные автора, $n = 42$); IV — монолитные кварцевые частицы с плотностью $2,70 \text{ г/см}^3$ (теоретическая кривая, по Стоксу).

Этапы структурообразования

На **суспензионном** этапе структурообразования (таблица 1) в толще океана происходит накопление взвешенного материала, терригенная составляющая которого имеет континентальное происхождение (в основном — речное, эоловое и абразионное). В полидисперсной суспензии верхней части водной толщи океана присутствуют:

1. **Первичные** микрогетерогенные образования — глинистые частицы, кокколитофориды, радиолярии, этмодискусы, детрит.
2. Микроагрегаты.
3. **Первичные** грубодисперсные образования — фораминиферы, обломки птеропод и др.

Граница перехода от грубодисперсных частиц к микрогетерогенным, определяемая критическим размером частиц, начиная с которого силы сцепления между частицами становятся соизмеримыми с их весом, по существу является также и критерием начала их **агрегируемости (коагуляции)** и образования в дисперсной системе пространственных структур с непосредственно атомными и коагуляционными контактами. Предел наибольшего размера частиц, которые могут рассматриваться как дисперсные элементы микрогетерогенных систем (то есть прочность их связей в структурах с обратимо разрушающимися контактами достаточна для фиксации частиц в структурной сетке), составляет величину от 20 до 100 микронов [5].

Схема **формирования** природной дисперсности глубоководных тихоокеанских отложений на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза [5]

Этапы структурообразования	Характер дисперсной системы	Виды микрообъектов в системе *		
		1 порядка (первичные частицы)	2 порядка (с участием атомных и ближних коагуляционных контактов)	3 порядка (с участием дальних коагуляционных контактов)
Суспензионный	Полидисперсная суспензия	<i>Микрогетерогенные частицы (<100 мкм); Грубодисперсные частицы (>100 мкм)</i>	<i>Микроагрегаты (<10 мкм)</i>	—
Седиментационный	Грубодисперсная суспензия	<i>Грубодисперсные частицы (>100 мкм); Микрогетерогенные частицы (<100 мкм)</i>	<i>Агрегаты (>10 мкм); Микроагрегаты (<10 мкм)</i>	—
Флокуляционный	Структурированное гелеобразное отложение	<i>Грубодисперсные частицы (>100 мкм); Микрогетерогенные частицы (<100 мкм)</i>	<i>Агрегаты (>10 мкм); Микроагрегаты (<10 мкм)</i>	<i>Флокулы (>100 мкм)</i>

*Примечание: микрообъекты, имеющие на данном этапе самостоятельное значение, даны курсивом.

По окончании суспензионного этапа, когда образуются «зародыши коагуляции» — относительно крупные терригенные частицы, скелеты радиолярий, спикулы губок и др., происходит коагуляция (по всей видимости, на различных структурных этажах океана, включая поверхностный и придонный, в разное время) с образованием полидисперсных комплексов — агрегатов (обычно имеющих псаммитовую размерность) двух основных разновидностей (глинисто-детритовых и биоморфных), рассмотренных ниже, после чего скоагулировавший микрогетерогенный материал начинает более интенсивно осаждаться и, имея тенденцию к увеличению в размерах, в конечном счёте, достигает дна. В течение сотен лет он находится в виде мобильной рыхлой структурной сетки, сложенной множеством агрегатов (**седиментационный этап**). Более крупные минеральные и органогенные частицы могут быть пассивно вкраплены в структурированную среду или сами участвовать в построении сетки. Агрегаты содержат вошедшие в коагуляционный контакт частицы, расстояние между которыми соответствует их фиксации в положении ближнего минимума потенциальной энергии взаимодействия (ближняя коагуляция) — на расстоянии около 0,01 микрона. Образовавшаяся структурная сетка (с расстоянием между агрегатами свыше 0,1 микрона) в основном определяет макропористый и малоплотный характер будущего отложения.

В состав структуры поверхностных глинистых осадков, по всей видимости, может входить и некоторое количество несвязанных в агрегаты объектов, идентифицированных как энергетически нейтральные микроагрегаты (содержание которых не превышает 3—5% [5, 2]). Условия их формирования могут быть связаны с распадом некоторых агрегатов непосредственно на дне, в результате перераспределения зарядов при контакте со структурированным отложением; нельзя исключать возможную роль энергетически несостоятельных

обломков биогенных компонентов. Именно эти энергетически нейтральные микроагрегаты способны при их сбрасывании с пульпой (при разработке железомарганцевых конкреций), например, в зоне Кларифон—Клиппертон, благодаря особенностям вертикальной структуры тихоокеанской циркуляции, сначала удалиться от точки выброса течениями верхних слоёв на 1000 км и более, а затем возвратиться течениями глубинных слоёв в районы относительной близости к участку добычи [7]. При этом часть взвеси, что видно из подготовленного в Пулковской обсерватории РАН компьютерного фильма «Распространение пассивной примеси при добыче железомарганцевых конкреций» (Е.В. Поляков), достигнув Калифорнийского материкового склона, осаждаётся там на глубине 400—700 м.

Изучение природной дисперсности донных осадков

Отдельно следует остановиться на проблеме изучения природной дисперсности глубоководных океанских осадков и отложений. Как правило, исследователи оперируют понятиями «гранулометрический», «ультрамикроагрегатный», «микроагрегатный» и «агрегатный» состав. Какое из них наиболее адекватно отражает природную дисперсность, определяющую структурные особенности и физико-механические свойства океанских грунтов?

Гранулометрический состав (содержание первичных частиц) донных отложений является классификационным признаком, используемым при реконструкции фаций и палеогеографической обстановки. Для подготовки пробы грунта к гранулометрическому анализу используют различные способы диспергирования: растирание образцов в пасте с добавлением пирофосфорно-кислого натрия [19], растирание образцов с обработкой соляной кислотой и промывкой [18], кипячение с последующим добавлением раствора аммиака [20], ультразвуковая обработка [10]. Исследования различных способов дезинтеграции океанских отложений, в том числе стандартизированных, при анализе одних и тех же образцов показало, что полученные результаты резко отличаются друг от друга. При использовании агрессивных химических веществ и кипячении, длительной обработке проб грунта ультразвуком происходит частичное растворение первичных частиц, искажающее реальную картину [16, 10]. До настоящего времени не выявлен оптимальный критерий подготовки агрегированного океанского грунта к гранулометрическому анализу (обычно выполняемому т.н. пипеточным методом), позволяющий сравнивать содержание первичных частиц в океанских грунтах различного вещественного состава (учитывая существенную дифференциацию их способности к дезинтеграции).

Ультрамикроагрегатный состав характеризуется содержанием в грунте листообразных ассоциаций, в которых частицы контактируют по типу «базис—базис» с участием ближних коагуляционных контактов (средняя прочность единичного контакта 10—1000 нН [22]). Данный состав трудноотделим от гранулометрического ввиду несовершенства существующих в настоящее время способов подготовки к анализу.

Микроагрегатный состав донных грунтов определяется наличием генераций, образованных при контактах ультрамикроагрегатов друг с другом и с мелким детритовым материалом, обычно плоскими поверхностями и по типу «базис—скол» под небольшим углом (средняя прочность единичного контакта 1—10 нН [22]). Метод его определения основан на разрушении агрегатов добав-

лением раствора аммиака и пиррофосфорно-кислого натрия [11], кипячением в присутствии стабилизаторов и пептизаторов суспензии [18], встряхиванием в течение 2 часов с интенсивностью 220 качаний в минуту.

Специалистами ПО «Южморгеология» микроагрегатный состав определяется после подготовки, состоящей в суточном размокании пробы грунта и взбалтывании в течение 2-х часов с интенсивностью 200 толчков в минуту. При этом получаемый микроагрегатный состав ошибочно называют «агрегатным». Полученные значения такого состава для геохимически активного (конкрециеносного) слоя составили: содержание «агрегатов» крупнее 0,1 мм — в среднем 5,0%, 0,1—0,05 мм - 11,3%, 0,05—0,01 мм —80,5%, 0,01—0,005 мм - 2,9%, 0,005-0,001 мм - 0,3% [2]. Получаются существенно (практически на порядок) заниженные величины размеров структурных образований (по сравнению с результатами исследований, не допускающих разрушения агрегатов [6]). Очевидное отсутствие выверенных критериев понятия «микроагрегат» для глубоководных осадков океана приводит к путанице. Кроме того, трудно оценить практическую применимость микроагрегатного анализа. По всей видимости, любое воздействие, разрушающее своеобразные естественные образования океанских осадков, агрегаты, приводит к получению «синтетического» показателя дисперсности, в должной мере не отражающего структуру.

Агрегатный состав характеризуется содержанием компактных полиминеральных комплексов, образованных микроагрегатами с участием биогенного материала (средняя прочность единичного контакта 0,1 — 1,0 нН [22]). Агрегаты контактируют между собой по типу «скол—скол» или «базис—скол» под большим углом с участием дальних коагуляционных контактов с прочностью меньше 0,1 нН. Для разрушения межагрегатных связей (преимущественно дальних коагуляционных) образец грунта помещают на 6 часов в океанскую воду, суспензия время от времени взбалтывается без механического раздавливания комков [5]. Для определения агрегатного состава подходит разработанный автором седиментационно-микроскопический метод [6]: с помощью кассетного седиментометра разделяют специально приготовленную суспензию на фракции агрегатов; посредством оптического микроскопа определяют зависимость скорости осаждения от размера агрегатов; сопоставляя полученные данные, вычисляют содержание каждой фракции агрегатов. Именно агрегатный состав, получаемый с минимальным нарушением структуры (дальних коагуляционных связей между агрегатами) грунта, по всей видимости, в наибольшей степени определяет его состояние и физические свойства, может служить классификационным показателем.

Микроструктурные исследования

Автором проанализированы микрофотографии отдельных фракций агрегатов характерных донных осадков Тихого океана (выделенных им на кассетном седиментометре конструкции Гостинцева), полученные на растровом электронном микроскопе АВТ-55 «Akashi» М.Д. Толкачёвым (ВНИИГалургии). Дополнительно изучался вещественный состав агрегатов (микрозондовой системой вещественного анализатора AV-10000 «Linc Analytical») и формфактор (системой анализа изображений «Videolab»). Исследованию подверглись образцы кремнисто-глинистых осадков, цеолитовых глин и глинисто-карбонатных отложений, отобранных автором в рудной провинции Кларион—Клиппертон.

Кремнисто-глинистые осадки (N_3^1-Q)

Для молодых осадков подобного типа характерна микроструктура ячеистого типа (с элементами матричной), наиболее рыхлая и наименее прочная. Образец, отобранный с глубины 4360 м, имеет влажность 252%, пористость 87%, плотность 1,25 г/см³. Содержание агрегатов, определённое седиментационно-микроскопическим методом [6], составило: размером 0,1—0,25 мм — 32,9%, 0,25—0,5 мм — 40,0%, > 0,5 мм — 27,1%. Сопротивление вращательному срезу фунта составляет 6,4 кПа, что определяет его *устойчивость*, за счёт развитых коагуляционных контактов, к размыву придонными течениями. Для исследования микроструктуры глинистых осадков были отобраны агрегаты размерами 0,1—0,25 мм; 0,5—1,5 мм и 4—5 мм.

Фракция 0,1—0,25 мм характеризуется присутствием агрегатов двух типов. *Биоморфные* агрегаты, сложенные преимущественно биогенными обломками (карбонатные кокколитофориды, обломки кремнистых панцирей диатомовых водорослей и радиолярий, спикулы губок), несколько преобладают. Составляющие основу таких агрегатов биогенные компоненты имеют преимущественно анизометричную форму, для них характерно наличие тонких скорлупообразных «рубашек» из тонкодисперсного материала, представленного частицами глинистых минералов и гидроксидами железа.

Другой тип, *глинисто-детритовые* агрегаты, образованы значительным количеством мелкого детрита, связанного глинистыми минералами (не менее 30%). Глинистый материал создаёт сплошную матрицу, скапливаясь на поверхности обломков и на их контактах. Агрегаты сложены *изометричными* или немного вытянутыми микроагрегатами размером 10—35 микрон, состоящими из листообразных ассоциаций (*ультрамикроагрегатов*), где глинистые частицы контактируют между собой базальными плоскостями и по типу «базис—скол» под небольшим углом. Поры между ультрамикроагрегатами *щелевидные* и анизометричные величиной не более 1—2 микрон, между микроагрегатами — 3—10 микрон.

Дополнительно был рассчитан формфактор по формуле [22]:

$$K_f = 3,545 \sqrt{S/P},$$

где **S** и **P** площадь и периметр изображения агрегата соответственно. Среднее значение формфактора составило 0,80, что близко формфактору треугольника (0,777). Однако не менее 27% агрегатов имеют формфактор выше 0,9 (для квадрата — 0,886), что соответствует агрегатам, сложенным при заметном участии глинистых частиц. Наименьшее значение формфактора — 0,4, число агрегатов с $K_f < 0,8$ составляет около 30%, что определяется многообразием анизометрии форм биоморфных остатков, имеющих глинистую составляющую только в виде «рубашек» на обломочных зёрнах. Вещественный состав агрегатов данной фракции характеризуется большим количеством органогенного кальция и кремния, имеется незначительное количество железа.

Фракция 0,5—1,5 мм представлена исключительно глинисто-детритовыми агрегатами (не менее 30% глинистых минералов). Агрегаты имеют округлую, почти изометричную форму, $K_f = 0,86$. Внутреннее строение агрегатов данной фракции отличается большей изометричностью и соразмерностью. Так, поры между ультрамикроагрегатами имеют, как правило, округлую форму и размеры до 1—2 микрон, а межмикроагрегатные — практически круглую форму с формфактором, близким к 1, их размер 3—10 микрон. Более упорядоченное и приближённое к ячеистому расположение структурных элементов, в отличие

от агрегатов меньшего размера, вероятно, вызвано низким содержанием детрита. Вещественный состав агрегатов весьма беден, присутствуют органические кальций и кремний.

Фракция 4—5 мм представлена глинисто-детритовыми агрегатами почти изометричной формы ($K_f = 0,98$), сложенными микроагрегатами и ультрамикроагрегатами. В отличие от агрегатов меньших размеров у данных агрегатов практически отсутствуют (или присутствуют в незначительном количестве) органические обломки. Конфигурация межультрамикроагрегатных и межмикроагрегатных пор — неопределённой анизометричной формы, размером до 1—2 микрон и 3—10 микрон соответственно. Вещественный состав резко отличается заметным снижением содержания кальция за счёт отсутствия органического материала. Кроме того, агрегаты обогащены соединениями железа, марганца и титана.

Миоценовые глины ($N_1^1—N_1^2$)

В регионе **Кларион—Клиппертон** встречены две разновидности миоценовых глин: радиоляриевые тёмно-коричневые (т.н. «макропористые» или рентгеноаморфные глины), отнесённые автором к первому типу, и цеолитсодержащие монтмориллонитовые («красные»), второй тип.

Образец «макропористых» глин (инт. 5—15 см), отобранный с глубины 4350 м, имеет плотность $1,23 \text{ г/см}^3$ (некоторые разновидности этих глин имеют плотность до $1,12 \text{ г/см}^3$), влажность 225%, пористость 86%. Содержание агрегатов различных размеров составляет: размером 0,1—0,25 мм — 2,0%, 0,25—0,5 мм — 18,7%, > 0,5 мм — 79,3% [6]. Связь структурных элементов осуществляется коагуляционными связями, сильно осложнёнными присутствием филлипсита, аутигенных смектитов, аморфных или слабо окристаллизованных гидроокислов железа и марганца. Сопротивление вращательному срезу составляет 5,1 кПа (обычно — до 21 кПа).

Образец цеолитсодержащих глин (ст. 11, инт. 50—60 см, глубина океана 4440 м) имеет заметно более высокую плотность, равную $1,34 \text{ г/см}^3$. Влажность составила 161%, пористость — 81%. Содержание агрегатов: размером 0,1—0,25 мм — 3,4%, 0,25—0,5 мм — 75,3%, > 0,5 мм — 21,3%. Сопротивление вращательному срезу — 3,9 кПа. Для сравнительного исследования микроструктуры были отобраны пробы агрегатов; размерами 0,1—0,25 мм и 0,25—0,5 мм — обоих типов миоценовых глин; 2,5—3,5 мм — «макропористых» глин, 1,5—3,0 мм — «красных» глин.

Фракция 0,1—0,25 мм агрегатов цеолитовой глины первого типа мало отличается от соразмерных агрегатов глинистых осадков. При среднем формфакторе 0,83 свыше 50% агрегатов имеют форму, близкую кругу (K_f выше 0,9); 8% агрегатов, имеющие в своей основе биогенные зёрна, покрытые тонкой глинистой «рубашкой», — резко анизометричную форму (K_f от 0,3 до 0,4). В глинисто-детритовых агрегатах размер пор между ультрамикроагрегатами составляет 0,1—0,5 микрон, между микроагрегатами — 2—5 микрон. В микроструктуре присутствуют филлипсит микропризматической формы и аутигенный феррисмектит. Органический материал редок.

Агрегаты миоценовой глины второго типа характеризуются, как правило, резко анизометричной формой, что вызвано наличием биогенного компонента (обломки кремнистых панцирей диатомовых и радиолярий, карбонатные кокколитофориды), покрытого тонким слоем глинистых частиц в большинстве из изученных агрегатов. Средний формфактор составляет 0,77, что соответствует правильному треугольнику. Для структурных элементов характерно

широкое разнообразие форм (K_f изменяется от 0,4 до 1,0). Вещественный состав отличается повышенным содержанием аморфного кремнезёма с небольшим количеством кальция, присутствует железо.

Фракция 0,25—0,5 мм агрегатов миоценовых глин первого типа характеризуется уникальным расположением структурных элементов, где в качестве основных компонентов микроструктуры, объединяющих микроагрегаты и ультрамикроагрегаты глинистых частиц, выступают микродрозовые и микропризматические кристаллы филлипсита. Вытянутый характер микродроз и их несоориентированное положение вызывают крупный размер (до 20 микрон) межмикроагрегатных пор, что видимо и определяет высокую пористость цеолитовых глин первого типа. Размеры кристаллов филлипсита варьируют от 0,5 x 0,5 x 3,0 до 6,0 x 6,0 x 20,0 микрон, они занимают не менее 30% объёма пробы. Присутствует незначительное количество феррисмектита, биогенный материал редок. Вещественный состав агрегатов фракции определяется содержанием кремния и кальция, присутствует железо.

Агрегаты миоценовых глин второго типа имеют, как правило, вытянутую форму, что вызвано присутствием биогенных зёрен в качестве основного структурного элемента. Внутреннее строение агрегатов характеризуется присутствием, наряду с биоморфными остатками, значительного количества призматических и зернистых кристаллов филлипсита. Микроагрегаты — небольшого размера (5—15 микрон), межмикроагрегатные поры размером 1—3 микрон имеют разнообразную форму. Ультрамикроагрегаты представлены глинистыми частицами, контактирующими по типу «базис—базис» и «базис—скол» в комбинации с кристаллами филлипсита. Вещественный состав характеризуется значительным содержанием кремния при незначительном — кальция, присутствуют железо, марганец, титан.

Фракция 2,5—3,5 мм агрегатов цеолитовых глин первого типа отличается специфической псевдоглобулярной структурой. Особенности строения вызваны значительным содержанием феррисмектита, составляющего иногда до 90% вещества микроагрегата. Поры между микроагрегатами небольшие, их размер не превышает 3 микрон, размеры микроагрегатов — 5—30 микрон. Присутствуют микродрозы филлипсита. Вещественный состав отличается отсутствием кальция и малым содержанием кремния; железо присутствует в небольшом количестве.

Фракция 1,5—3,0 мм агрегатов миоценовых глин второго типа характеризуется анизометричной формой. Структура мелкоячеистая, сложенная микроагрегатами и ультрамикроагрегатами. Ультрамикроагрегаты, состоящие из отдельных глинистых частиц, контактирующих по типу «базис—базис» и «базис—скол», связаны между собой и с мелкими кристаллами филлипсита и феррисмектита, образуя небольшие микроагрегаты размером 3—10 микрон. Вещественный состав отличается высоким содержанием кремния, незначительным — кальция, присутствуют железо и титан.

Глинисто-карбонатные отложения ($Pg_3—N_1$)

Микроструктура глинисто-карбонатных отложений представляет собой равномернопористый скелет, сложенный в основном известковыми скелетными остатками, покрытыми тонким слоем глинистых минералов. Крупные поры, присущие глинистым агрегатам и образованные с участием кристаллов филлипсита и феррисмектита, отсутствуют. Образец, отобранный с глубины 4180 м (ст. 8346, инт. 5—15 см), имеет плотность 1,35 г/см³, влажность — 161%, пористость — 81%. Содержание агрегатов составляет: размером 0,1—0,25 мм — 39,8%,

0,25—0,5 мм — 19,6%, > 0,5 мм — 40,6% [6]. Для исследования микроструктуры были отобраны пробы агрегатов размерами 0,1—0,25 мм, 0,25—0,5 мм, 0,5—1,0 мм.

Фракция 0,1—0,25 мм агрегатов глинисто-карбонатных отложений представляет собой разнообразные формы биогенного материала, представленного в основном кокколитами и детритом фораминифер (средний формфактор — 0,71). На поверхности биогенного зерна обычно находится тонкий (до 5 микрон) слой глинистых ультрамикроагрегатов, который в основном и определяет существование пластичности у глинисто-карбонатных отложений, определяет коагуляционный характер контактов (преимущественно дальняя коагуляционная связь). Для более прочных карбонатных отложений, видимо, характерно установление между зёрнами фазовых контактов. При этом незначительность глинистой составляющей способствует быстрой и необратимой смене типов связей с коагуляционных на цементационные. Вещественный состав характеризуется преобладанием биогенного кальция с незначительным содержанием кремния, есть железо.

Фракция 0,25—0,5 мм представлена в основном биоморфными анизометричными зёрнами с большим или меньшим глинистым покрытием, вещественный состав аналогичен предыдущей фракции.

Фракция 0,5—1,0 мм сложена агрегатами овальной формы, которые состоят из ультрамикроагрегатов (листообразных ассоциаций гидрослюды), с некоторым количеством детрита. Поры между ультрамикроагрегатами щелевидные, размером 0,3—1,0 микрон. Вещественный состав мало отличается от других фракций.

По результатам выполненных структурных исследований можно сделать **Выводы**.

- Особенности микроструктуры и физико-механических свойств глубоководных донных осадков Тихого океана определяются наличием связанных в флокулы основных структурных элементов:

- глинисто-детритовых агрегатов (микрогетерогенный сильноизмельчённый или мелкий органогенный материал, связанный глинистым материалом, составляющим не менее 30% объёма агрегата);
- биоморфных агрегатов (обычно сохранившие первоначальную форму слабо или среднеизмельчённые органогенные образования с тонким, до 1—2 слоёв, глинистым покрытием);
- аутигенных кристаллов филлипсита и феррисмектита различных размеров и формы, оксигидратов Fe и Mn.

- Структурные особенности глинистых и кремнисто-глинистых осадков, изменчивость их физико-механических свойств (влажность $W = 182—292\%$, плотность $\rho = 1,20—1,30$ г/см³, сопротивление вращательному срезу $T = 1,8—17,4$ кПа [9]) определяются характерными особенностями слагающих их агрегатов:

- преобладанием глинисто-детритовых агрегатов во всех фракциях у глинистых осадков и во всех фракциях крупнее 0,25 мм — у кремнисто-глинистых осадков (рис. 1), плотность таких агрегатов не превышает 1,10 г/см³ [5];
- резким снижением содержания детрита (биогенного кальция), увеличением присутствия рудных компонентов (железо, марганец, титан) и упорядочиванием структуры при увеличении размера глинисто-детритовых агрегатов от 0,1 до 5,0 мм.

- Существенные различия в физико-механических свойствах миоценовых глин 1 типа, «макропористых» ($W = 261—591\%$, $\rho = 1,12—1,22$ г/см³, $X = 4,5—30,7$ кПа) и 2 типа, «красных» ($W = 131—213\%$, $\rho = 1,27—1,39$ г/см³, $\tau = 6,5—23,1$ кПа [9]), связаны с их структурными особенностями:

- значительным содержанием в миоценовых глинах 1 типа крупных агрегатов (около 80% размером 0,5—5,0 мм), сложенных в значительной степени **феррисмектитом**, характеризующихся отсутствием биогенного кальция, развитых кристаллов **филлипсита**, малым содержанием кремния и рудных элементов;
- преобладанием в структуре миоценовых глин 2 типа агрегатов размером 0,25—0,5 мм (около 75% массы пробы), содержащих значительное количество детрита, микропризматических и зернистых кристаллов филлипсита ($\rho = 2,0—2,3 \text{ г/см}^3$), рудных компонентов; присутствием биоморфных агрегатов размером 0,1—0,25 мм.

Пронзающие структуру миоценовых глин железомарганцевые **микроконкреции**, по всей видимости, слабо влияют на химический состав агрегатов и характер внутрискруктурных связей.

- Структурные особенности глинисто-карбонатных отложений, изменчивость их физико-механических свойств (влажность $W = 126—207\%$, плотность $X = 1,25—1,41 \text{ г/см}^3$, удельное сопротивление пенетрации $P_n = 175—225 \text{ кПа}$ [9]) определяются характерными особенностями слагающих их биоморфных агрегатов (около 60% от общего количества агрегатов). Глинистость таких отложений достаточно условна, их квазипластичность определяется исключительно тонким прослоем глинистой «рубашки».

Флокуляционный этап и диагенез

На **флокуляционном** этапе сплошной пространственный рыхлый каркас испытывает постепенное сближение агрегатов до расстояния около 0,1 микрона, что соответствует их фиксации в положении дальней потенциальной ямы. Агрегаты группируются во флокулы (размером до нескольких миллиметров). На этом этапе формируются прочностные свойства грунта. Постепенное возрастание прочности осадков с глубиной определяется увеличением количества коагуляционных контактов в положении дальнего минимума потенциальной энергии. «Дальняя» агрегация во флокулы определяет и тиксотропные свойства осадков, что непосредственно вытекает из теории устойчивости лиофобных коллоидов ДЛФО. Образовавшиеся агрегаты и флокулы, за счёт величины пористости, превышающей 90—95%, обладают при относительно крупных размерах плотностью, мало отличающейся от плотности океанской воды [5], не оказывают заметного давления на нижележащие слои и определяют практически неизменные величины пористости, плотности и влажности при значительных (до десятков метров) глубинах залегания относительно донной поверхности.

Процесс флокуляционного структурообразования может быть отнесён к этапу раннего диагенеза и гипергенеза (гальмиролиз, начавшийся на седиментационном этапе структурообразования, находит здесь наибольшее развитие), который выражается в частичном растворении панцирей кокколитов, росте на их поверхности вторичных кристаллов кальцита, образовании железомарганцевых и кремнистых микроконкреций, монтмориллонита и цеолитов, при отсутствии цементации [25, 17].

Зона диагенеза глубоководных котловин Тихого океана, зависящая от типа осадков, по представлениям Н.М. Логвиненко и Л.В. Орловой, основанным на материалах глубоководного бурения, охватывает верхнемеловые—четвертичные отложения общей мощностью 150—200 м [17]. С инженерно-геологических позиций переход от диагенетической стадии (преобразования осадков)

к катагенетической (преобразования пород) соответствует границе между мягкими грунтами подгруппы полутвёрдых с преимущественно ближними коагуляционными связями (сопротивление вращательному срезу τ более 50 кПа) к относительно твёрдым полускальным грунтам (предел сопротивления одноосному сжатию $R_{сж} > 0,5$ МПа) (по классификации Я.В. Неизвестнова [21]). Рассмотрим диагенетическую стадию преобразования глубоководных отложений Тихого океана с позиции отслеживания структурных изменений (табл. 2).

На стадии диагенеза у глубоководных осадков выделяются три основных этапа, характеризующиеся определённым состоянием структуры и связанных с ней инженерно-геологических свойств грунта. Границы между ними характеризуются:

D^0 — D^1 : переход жидкой субстанции (структурированная суспензия) в квазитвёрдую (осадок);

D^1 — D^2 : переход осадка в глину;

D^2 — D^3 : начало перехода глины в полускальную породу (аргиллит); на этапе D^3 количество коагуляционных контактов ещё обеспечивает пластичные свойства породы, которые в подошве приближаются к нулю. После потери пластичности порода переходит в стадию катагенеза, по всей видимости завершающую стадию океанского литогенеза, так как, по материалам глубоководного бурения, пород стадии метагенеза, если не считать изменения осадочных пород, связанные с внедрением силлов диабазов или пластовых интрузий и даек основных магматических пород, в океане не установлено.

Резюмируя, можно выделить основные закономерности, определяющие пространственную изменчивость инженерно-геологических свойств глубоководных донных осадков Тихого океана:

1. **Физико-механические** свойства абиссальных донных осадков в наибольшей степени зависят от размеров и строения слагающих их агрегатов, образовавшихся посредством электролитической коагуляции на седиментационном этапе структурообразования.

Таблица 2

Схема формирования структуры преимущественно глинистых глубоководных отложений Тихого океана на стадии диагенеза

Этапы диагенеза	Характеристика этапа	Межагрегатные связи*	Физико-механические свойства**			Мощность, м	
			с, г/см ³	п, %	т, кПа		
Ранний	D^0	Флокуляция, гальмиролиз	Единичные контакты Кд	1,10—1,20	85—95	0,5—2,5	До первых десятков
	D^1	Упрочнение	Развитие контактов Ка	1,20—1,30	75—85	2,5—15,0	
Основной	D^2	Уплотнение и упрочнение	Развитие контактов Кб	1,30—1,45	55—75	15,0—50,0	До первых сотен
Поздний	D^3	Начало цементации	Развитие контактов С	1,45—1,60	45—55	50,0—200,0	До первых десятков

Примечания: *Кд — дальние коагуляционные связи, Кб — ближние коагуляционные связи, С — переходные и цементационные связи.

**Физико-механические свойства грунтов: р — плотность, п — пористость, Т — сопротивление вращательному срезу.

2. Изменчивость структуры и физико-механических свойств глубоководных осадков во многом определяется размерами (связанными с протяжённостью дистанции осаждения и продолжительностью существования в составе мобильной структурной сетки) и типом (зависящим от состава и сохранности биогенных компонентов) слагающих их агрегатов.

3. Свойства преимущественно глинистых осадков зависят от размеров присутствующих им глинисто-детритовых агрегатов; с меньшим размером агрегатов (при равной скорости осадконакопления) связаны пониженная пористость, более интенсивное уплотнение и упрочнение на стадии D^1 , меньшая глубина начала цементации.

4. Физико-механические свойства кремнисто-глинистых осадков определяются высокой пористостью и устойчивостью слагающих их диатомовых или (и) радиоляриевых биоморфных агрегатов. Ранний D^1 и основной D^2 этапы их диагенеза существенно затянуты, гравитационное уплотнение минимально; цементация проходит на значительных глубинах.

5. Карбонатно-глинистые осадки, сложенные «тяжёлыми» фораминиферовыми биоморфными агрегатами, как правило, наиболее плотные и прочные. Критическое количество таких агрегатов в осадке, близкое к 30—50%, вызывает весьма быстрое уплотнение, быстрый переход «межрубашечных» коагуляционных контактов в цементационные. Диспергированный или изначально мелкий карбонатный материал с высокой удельной поверхностью, слагающий глинисто-детритовые агрегаты и в меньшей степени определяющий изменчивость свойств илов, в большей степени контролируется положением уровня критического карбонатакопления.

Список литературы

1. Бакенов Б.Б., Джумашев У.Р. Инженерно-геологические исследования засоленных грунтов. М., Недра, 1986. 144 с.
2. Берлизева Н.Н., Кругляков В.В. Агрегатный состав осадков зоны Клариян-Клиппертон Тихого океана // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1996. № 5. С. 74-77.
3. Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Лисицын А.П. Биогенная дифференциация осадочного материала и вопросы зональности пелагической седиментации в Тихом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М., Наука, 1981. С. 102—113.
4. Гуляев А.В. Специфика гранулометрического состава пелагических отложений (на примере осадков западной части Тихого океана) // Стратиграфия и фации осадочного чехла океанов. Л., ВНИИОкеангеология, 1985. С. 67—76.
5. Козлов С.А. Изучение структурных особенностей глубоководных океанских отложений // Методы изучения физико-механических свойств донных отложений Мирового океана. Л., ПГО «Севморгеология», 1989. С. 19—28.
6. Козлов С.А. Агрегатный состав глубоководных океанских осадков, особенности их взмучивания и осаждения при разработке железомарганцевых конкреций // Инженерно-геологические условия разработки полезных ископаемых морского дна. СПб, ВНИИОкеангеология, 1996. С.64-72.
7. Козлов С.А., Поляков Е.В., Неизвестное Я.В., Решетова О.В. Геоэкологические аспекты разработки месторождений железомарганцевых конкреций в рудной провинции Клариян—Клиппертон Тихого океана // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIII Международной школы морской геологии. Т. 1. М., Наука, 1999. С. 176—177.
8. Комплексные океанографические исследования в тропической зоне Тихого океана. М., Гидрометеоздат, 1991. 187 с.
9. Кондратенко А.В., Шилов В.В. Инженерно-геологическая стратификация осадочного чехла центральной и восточной зон рудного поля Клариян—Клиппертон // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIII Международной школы морской геологии. Т. 2. М., Наука, 1999. С. 116—117.

10. *Латина НН* Методика подготовки песчано-глинистых грунтов к гранулометрическому анализу при помощи ультразвука. Л., НИИГА, 1974. 7 с.
11. *Ларионов А.К.* Методы исследования структуры грунтов. М., Недра, 1971. 200 с.
12. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.
13. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978. 391 с.
14. *Лисицын А.П.* Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование в океанах. М., Наука, 1981. С. 5—45.
15. *Лисицын А.П.* Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М., Наука, 1991. 271 с.
16. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1984. 416 с.
17. *Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л., Недра, 1987. 237 с.
18. *Ломтадзе В.Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Учебное пособие для вузов. Л., Недра, 1990. 328 с.
19. *Мельников П.Ф.* Исследования по разработке метода подготовки засоленных и карбонатных грунтов к гранулометрическому анализу // Уч. Зап. ЛГУ. Грунтоведение. Кн. 4, вып. 177. Л., 1956. С. 17-23.
20. Методические рекомендации по лабораторному изучению инженерно-геологических свойств глубоководных донных осадков / Под редакцией *Я.В. Неизвестнова*. Л., ПГО «Севморгсология», 1986. 52 с.
21. *Неизвестное Я.В.* Общая инженерно-геологическая классификация донных грунтов океана // Методы изучения физико-механических свойств донных отложений Мирового океана. Л., «Севморгсология», 1989. С. 47—58.
22. *Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А.* Микроструктура глинистых пород. М., Недра, 1989. 211 с.
23. *Пилипчук М.Ф., Аспер В.* Новые данные об агрегатном составе взвеси и донных осадков глубоководных районов Мирового океана // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIII Международной школы морской геологии. Т. 1. М., Наука, 1999. С. 140—141.
24. Результаты океанологических исследований в восточной части тропической зоны Тихого океана. Л., Гидрометеиздат, 1990. 293 с.
25. *Devies T.A., Supro P.* Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from Deep Sea Drilling // J. Sedim. Petrol. 1973. V. 43. № 2. P. 381—390.
26. *Honjo S.* Material flux and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones // Sedim. Petrol. 1980. V. 38. P. 53—97.