

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ  
ЧАСТИ  
АТЛАНТИЧЕСКОГО  
ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ  
ЧАСТИ  
АТЛАНТИЧЕСКОГО  
ОКЕАНА

3131



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1979



Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979.

Осадочный чехол на дне северо-западной части Атлантического океана подстилается толеит-базальтовой формацией позднеюрского— мелового возраста. Он построен из различающихся по литологическим признакам и возрасту осадочных формаций, состав, стратиграфическое положение и распространение которых описываются на основании материалов глубоководного бурения. Минералогические и геохимические исследования кернов 43-го и 44-го рейсов "Гломара Челленджера" приводят к новым представлениям о составе и генезисе некоторых типов осадков и их ассоциации. Выявлена металлоносность меловой формации черных глин в районе Бермудского массива, вероятно, обусловленная эксгальдиями. Показана связь красноцветных и пестроцветных отложений с перерывами осадконакопления. Главные этапы геологической истории Северо-Американской океанской котловины отражены в накоплении формаций: древней карбонатной (поздняя юра — ранний мел), обогащенных органическим веществом черных глин (мел), пестрых глин (поздний мел), кремнисто-глинистых турбидитов (эоцен), гемипелагических и пелагических глин (неоген) и терригенных турбидитов (плейстоцен).

Табл. 18. Ил. 31 Библ. 113 назв.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
*П.Л. БЕЗРУКОВ*

Предлагаемая вниманию читателей книга представляет собой попытку обобщить полученные авторами оригинальные результаты литологических, геохимических и минералогических исследований осадочных и вулканогенно-осадочных пород северо-западной части Атлантического океана на основе выделения океанских геологических формаций. Такой подход стал возможным благодаря проведению в этом районе интенсивных буровых работ с борта судна "Гломар Челленджер" и активному участию Академии наук СССР в этих работах, проводимых по Проекту глубоководного бурения и Международной фазы океанского бурения.

Автор большинства глав коллективной монографии старший научный сотрудник Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР И.О. Мурдмаа участвовал в двух рейсах (43-м и 44-м) бурового судна "Гломар Челленджер" в северо-западной части Атлантического океана. В этих рейсах были пробурены и с большой полнотой охарактеризованы разрезы глубоководных отложений ложа океана от верхнеюрских до четвертичных. Проводив совместно с зарубежными коллегами первичное описание кернов на борту судна, он руководил последующей лабораторной обработкой нескольких сот отобранных образцов, сопоставил и интерпретировал полученные результаты. Работа содержит обширный фактический материал, особенно по геохимии, а также по минералогии и петрографии осадочных пород. В ней, кроме того, сведены опубликованные литологические и стратиграфические данные по всем пробуренным в этой части океана скважинам (более 30), что и позволило И.О. Мурдмаа подойти к расчленению осадочного слоя океанской земной коры данного региона на естественные ассоциации горных пород — формации.

И.О. Мурдмаа, по-видимому, поступил правильно, почти не коснувшись во вводных и обобщающих главах спорных вопросов методики выделения формаций, как и самого определения этого понятия. Он выделил формации эмпирически как объективно существующие геологические тела, относительно однородные литологически и четко отличающиеся от соседних по комплексу признаков. Выделенные формации авторы монографии использовали для систематизации аналитических данных и литологических описаний пород. В итоге формации оказались довольно полно и разносторонне охарактеризованы, что в свою очередь позволило подойти к их генетической интерпретации.

Несомненный интерес представляет заключительная глава, где, опираясь на характеристику формаций, используя палеогеографические и палеотектонические данные, И.О. Мурдмаа проследил эволюцию условий осадкообразования в северо-западной Атлантике. Убедительно звучит вывод об этапности развития, о существовании эпох интенсификации осадконакопления, чередующихся с длительными периодами замедления или даже полного отсутствия аккумуляции осадков — перерывами.

Учение об океанских формациях только зарождается. Первые его успехи довольно скромные, не входят ни в какое сравнение с широко известными достижениями советской геологической науки в области развития метода формационного анализа континентальной земной коры. Главная причина этого — ничтожная (даже после разбуривания осадочного слоя океанов 700 скважинами "Гломара Челленджера") обеспеченность фактическим материалом.

Для океанского дна, скрытого под многокилометровой толщей вод, не применимы обычные методы геологической съемки, в частности описание обнажений, составляющие основу изучения геологии континентов. Редкое точечное опробование с борта исследовательских судов и единичные скважины не позволяют пока составить даже обзорных геологических карт крупных регионов. Составляемые по данным бурения геологические разрезы носят в значительной мере умозрительный характер.

Тем не менее у меня нет сомнений в перспективности формационного подхода к познанию геологического строения дна Мирового океана. Уже сейчас ощущается необходимость выделения в составе осадочного чехла, а также магматического "фундамента" океанов геологических категорий, более крупных, чем типы пород, которые соответствовали бы формационному уровню. Такой необходимостью были продиктованы наши первые попытки систематизировать осадочные формации океанов на основе главным образом данных о современных осадках [Безруков, Мурдмаа, 1971; Безруков, 1974]. Глубоководное бурение, в целом подтвердившее представление о существовании в осадочных разрезах океанов закономерных ассоциаций пород формационного уровня, выдвинуло на первый план задачу их всестороннего исследования. Это сейчас по-видимому, важнее, чем попытки крупных теоретических обобщений, не подкрепленные достаточно надежными геологическими материалами.

Особое значение на данном этапе, как нам кажется, приобретают региональные работы, отличающиеся геологической конкретностью. Лишь на конкретной базе геологических фактов можно подойти к решению более общих проблем систематизации океанских формаций, их связи с тектоническими структурами и палеогеографической (палеоокеанологической) обстановкой осадконакопления. Данная монография представляет собой одну из первых работ такого рода. Она не претендует на рассмотрение всех вопросов региональной геологии северо-западной Атлантики, но ряд важных черт геологического строения и истории формирования осадочного чехла ложа океана нашел в ней удачное решение именно благодаря формационному подходу. Поэтому эту книгу можно с полным основанием считать осмысленным вкладом в развитие учения о геологических формациях океанов.

*П.А. Безруков*

## ВВЕДЕНИЕ

Разрезы осадочных толщ северо-западной части Атлантического океана, оконтуренной с востока предгорьями Срединно-Атлантического хребта, с севера и запада континентальным склоном Северной Америки и Ньюфаундленда, а с юга Багамскими островами, оказались к настоящему времени наиболее детально изученными по сравнению с другими глубоководными районами Мирового океана. В этом районе проводилось глубоководное бурение в 10 рейсах "Гломара Челленджера" (1, 2, 4, 11, 43, 44, 44А, 51, 52, 53-м), во время которых пробурены скважины в 30 точках. К ним добавляются скважины, пробуренные на шельфах и на подводном плато Блейк, данные по которым, однако, только частично доступны по публикациям. Молодые (четвертичные, отчасти неогеновые) отложения изучены в многочисленных колонках, полученных грунтовыми трубками главным образом американских экспедиций. Драгировками добыты образцы меловых и палеогеновых пород со склонов. Имеются обобщающие работы по современному осадкообразованию в данном районе и по истории осадконакопления. Регион покрыт сравнительно густой сетью сейсмопрофилей, интерпретация которых по результатам бурения позволяет проследить распространение определенных литологических комплексов или свит на значительных расстояниях. Такая сравнительно хорошая обеспеченность геологическими материалами натолкнула нас на мысль о возможности выделения здесь геологических формаций как основных единиц расчленения осадочного чехла океанской земной коры.

Уже по результатам 11-го рейса "Гломара Челленджера" стала очевидной возможность выделения в осадочном разрезе северо-западной Атлантики четких, хорошо коррелирующихся на больших расстояниях более или менее одно-возрастных естественных комплексов осадочных пород, названных И. Лансело с соавторами [Lancelot e.a., 1972] осадочными фациями. Позже, используя результаты 43-го и 44-го рейсов "Гломара Челленджера", Р. Шеридан с соавторами [Sheridan e.a., 1978] описали в разрезе осадочного чехла северо-западной части Атлантического океана десять подобных "единиц", примерно соответствующих свитам советской геологической терминологии. Шесть из них идентичны литостратиграфическим комплексам И. Лансело и др. Опираясь в основном на результаты бурения в восточной части океана, Л. Янса с соавторами [Jansa e.a., 1977] описали под названием "литозон" главные комплексы верхнемезозойских отложений всей Северной Атлантики. Американские исследователи обсуждали также вопрос о возможности выделения в данном районе формаций, применяя этот термин для обозначения формальных местных литостратиграфических единиц, которым придавались собственные географические названия. Последние, однако, не получили широкого признания.

Изучая литологию пород по кернам 43-го и 44-го рейсов "Гломара Челленджера" и сопоставляя полученные результаты с данными других авторов, мы убедились в реальности существования в разрезе осадочного чехла изучаемого региона четко обособленных ассоциаций горных пород, которые по масштабам и геологическому содержанию могут быть сопоставлены с геологическими формациями в понимании советских геологов. Сделав в данной работе попытку выделить и описать такие формации, мы исходили из представления

о закономерном характере сочетания пород внутри каждой формации, выражающем единство общей тектонической и физико-географической ситуации их накопления при различном генезисе отдельных входящих в нее литологических типов пород.

Формации мы выделили первоначально эмпирически по литологическим описаниям как пространственно ограниченные геологические тела, состоящие из определенного набора парагенетически связанных между собой горных пород. Их выделение не считалось самоцелью, а скорее методическим приемом, позволившим более целенаправленно систематизировать и осмысливать обширные данные по литологии, минералогии и геохимии пород. Ставя перед собой прежде всего литологические задачи, мы попытались использовать формационный подход к объекту — осадочному чехлу крупного региона Мирового океана, почти не касаясь палеотектонического аспекта, составляющего, как известно, основное содержание формационного анализа.

Поэтому, получив определенные выводы в плане литологических и палеогеографических аспектов проблемы, мы не могли рассчитывать на достижение конечной цели изучения формаций — установление их генезиса [Хаин, 1973], поскольку причины накопления в данном месте определенного сочетания осадков и их смены другим сочетанием на определенном этапе геологической истории кроются в значительной мере в палеотектоническом режиме.

В заключительной главе книги приведены некоторые предварительные сообщения по условиям накопления конкретных формаций данного региона, что позволило нам наметить пути использования океанских формаций для изучения геологической истории океана. Более глубокий анализ формаций, прежде всего палеотектонический, мы считаем делом будущего. Он вряд ли осуществим на материалах только одного региона. Потребуется разработка систематики формаций Мирового океана в целом, которая в настоящее время только начата [Безруков, Мурдмаа, 1971; Безруков, 1974]. Мы надеемся, что наша работа, несмотря на ее предварительный характер, принесет пользу как для будущих исследований в этом направлении, так и для изучения региональной геологии северо-западной части Атлантического океана.

Материалом для изучения формаций северо-западной части Атлантики послужили керны глубоководного бурения, полученные в 43-м и 44-м рейсах "Гломара Челленджера" при участии И.О. Мурдмаа, и опубликованные результаты других рейсов в данном районе. В 43-м и 44-м рейсах вскрыты сравнительно полные разрезы большинства описываемых формаций от верхнеюрских до современных. В пробах, отобранных из кернов, авторы провели исследования химического и минерального состава, описание петрографических шлифов. Авторами отдельных глав книги, кроме И.О. Мурдмаа, являются основные исполнители лабораторных работ: минералогического анализа иммерсионным методом (В.П. Казакова, А.Н. Рудакова), петрографического описания шлифов (В.В. Михина), полных силикатных анализов рентгенофлуоресцентным методом, потребовавших специальной методической разработки (Т.Н. Кузьмина, Н.В. Туранская), атомно-адсорбционного анализа малых элементов (В.В. Гордеев), фазового анализа форм железа и марганца (Е.С. Базилевская). Большой объем химико-аналитических работ выполнен в Атлантическом отделении Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР под руководством Е.М. Емельянова.

В лабораторных работах, кроме авторов, принимали участие коллективы Аналитической лаборатории Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР под руководством М.П. Нестеровой и Атлантического отделения этого же института, которым мы выражаем глубокую благодарность. Авторы благодарны К.К. Васильевой за выполнение чертежно-оформительских и расчетных работ. Мы глубоко признательны члену-корреспонденту АН СССР П.Л. Безрукову, взявшему на себя труд научного редактирования работы и высказавшему ряд ценных замечаний.

Мы благодарим руководство Проектом глубоководного бурения и Национальный Научный Фонд США, экипаж и научных сотрудников 43-го и 44-го рейсов бурового судна "Гломар Челленджер" за предоставленные материалы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРМАЦИЙ  
И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Как показало изучение разрезов более чем в 30 скважинах глубоководного бурения, осадочная толща, залегающая на базальтовом фундаменте северо-западной части Атлантического океана, состоит из ограниченного количества литологически обособленных комплексов пород, рассматриваемых здесь как формации. По физическому объему (мощностям, площадям распространения) и возрастным диапазонам эти комплексы сопоставимы с геологическими формациями, обычно выделяемыми на континентах.

Они отделены друг от друга в разрезах отчетливыми литологическими границами (изменениями состава и структурно-текстурных особенностей пород), а нередко также длительными стратиграфическими перерывами.

Выделяя формации в разрезах скважин как литологические комплексы пород, мы подразумеваем существование определенного фациально-генетического родства между входящими в них породами, обусловленного общностью тектонической и палеогеографической ситуации осадконакопления. Это не исключает сонахождение в одной формации пород разного генезиса, например биогенных и терригенных, турбидитов и гемипелагических отложений. Переходы от одной формации к другой мы рассматриваем как результат существенных изменений обстановки осадкообразования, чаще всего завершения одного и начала следующего этапа геологической истории региона.

Основой выделения формаций в разрезах, вскрытых скважинами, служили опубликованные первичные описания кернов, выполненные на борту судна "Гломар Челленджер", которые автор старался привести к единому толкованию, опираясь при этом на собственный опыт работы в двух рейсах. Полевые описания подкреплялись и уточнялись по результатам лабораторных исследований пород. В большинстве случаев границы наших формаций в скважинах совпадают с пределами литостратиграфических интервалов (units), выделенных при первичном полевом описании кернов, но по объему формации, как правило, крупнее, объединяют несколько таких интервалов. Мы учли также ранее опубликованные схемы выделения и корреляции основных литостратиграфических комплексов [Lancelot e.a., 1972; Sheridan e.a., 1978].

Стратиграфическое положение и возрастные границы формаций установлены по микропалеонтологическим датировкам, приведенным в первичных отчетах Проекта глубоководного бурения. Поскольку нас интересовал прежде всего литологический аспект, мы в ряде случаев пренебрегали встретившимися у разных авторов противоречиями в определениях возраста, принимая, довольно произвольно, ту или иную точку зрения или прибегая к усреднению данных. Возможные при таком подходе ошибки вряд ли значительны, не должны влиять на определение стратиграфического положения формаций в разрезе и на их корреляцию.

Из-за редкой сети скважин латеральные границы между разновозрастными формациями, а также места их выклинивания или размыва устанавливаются гораздо менее уверенно, чем переходы по вертикали. Правда, многие широко распространенные формации маркируются на сейсмопрофилях определенными отражающими горизонтами, но идентификация таких горизонтов и их прослеживание на больших расстояниях между скважинами не всегда достаточно уве-

ренны. Тем более что некоторые основные отражатели, установленные еще в начале интенсивных сейсмических исследований осадочного слоя Атлантического океана [Ewing e.a., 1962], приурочены в разных районах к различным литологическим границам — то формационным, то вторичным (диагенетическим) внутрiformационным (например, горизонт А и сопряженные с ним А\* и А'). Мы не занимались изучением первичных данных сейсмопрофилирования и используем для корреляции разрезов скважин и оконтуривания ареалов распространения формаций только результаты их интерпретации, имеющиеся в литературе.

Описываемые в данной работе формации по-разному соотносятся с основными структурными элементами дна. Одни из них приурочены только к определенным структурам или к отдельным этапам их развития, другие перекрывают разные морфоструктуры, подчиняясь более общим закономерностям поступления и разнота осадочного вещества.

В табл. 1 перечислены главные современные морфоструктурные элементы северо-западной части Атлантического океана, для которых мы приведем в последующих главах литологическую, геохимическую и минералогическую характеристику формаций. Как видно, в таблицу не включены шельф и верхняя часть континентального склона Северной Америки, Бермудская возвышенность и Багамский блок, по формациям которых мы не имеем собственных материалов. В тексте эти районы упоминаются при характеристике ареалов распространения формаций.

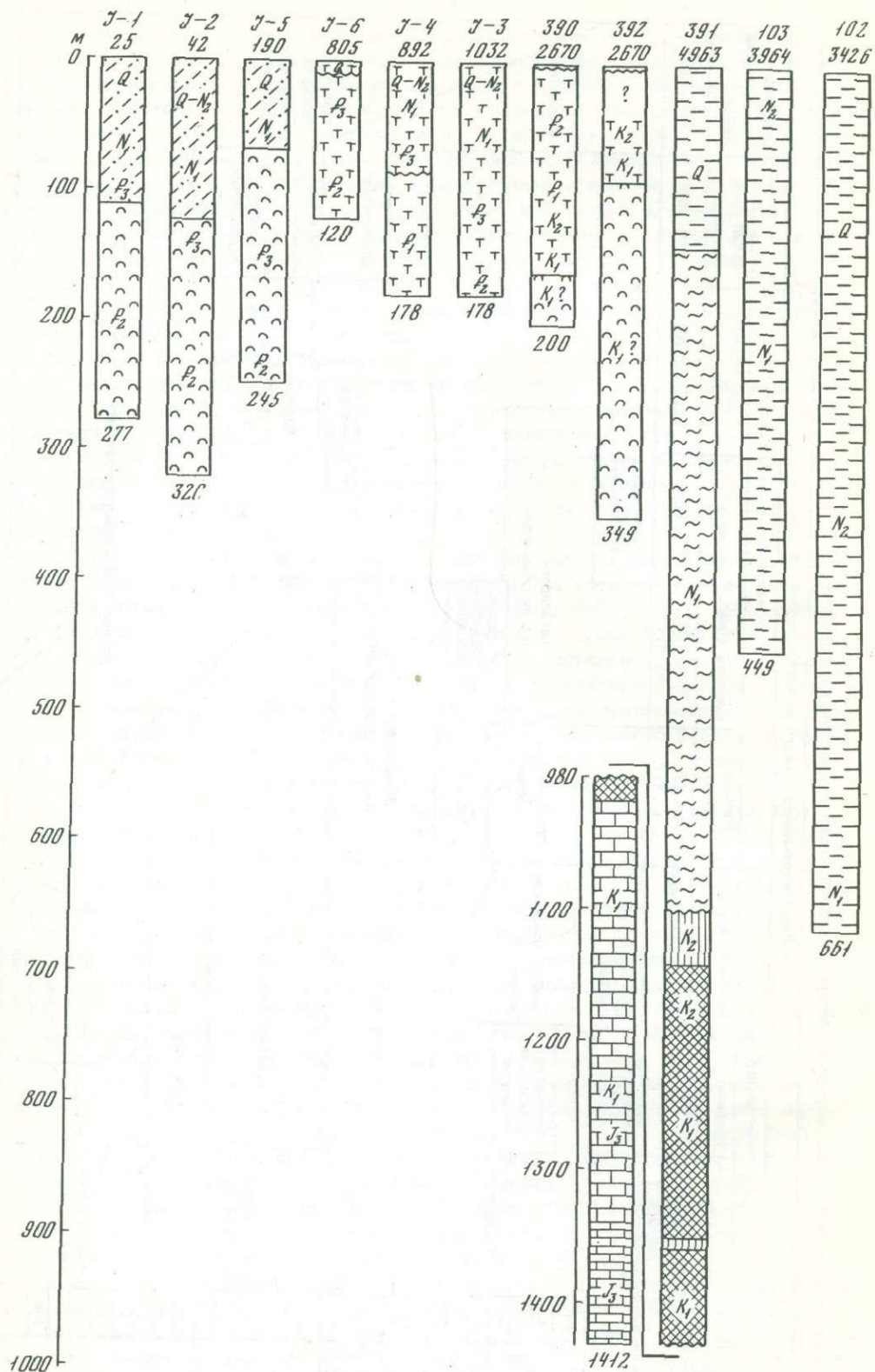
Из структур континентальной окраины мы рассмотрим плато Блейк, точнее, опущенный выступ его (глубина около 2600 м), на котором производилось бурение в 44-м рейсе "Гломара Челленджера" (скв. 389, 390, 392); впадину Блейк-Багама — участок ложа океана (глубина около 5 км) у подножия уступа плато Блейк (скв. 391), отгороженный от остальной Северо-Американской котловины высоким аккумулятивным валом континентального подножия; континентальное подножие, представляющее собой прислоненный к уступу континентального склона Северной Америки полого наклоненный аккумулятивный шлейф (глубина 3–5 км, скв. 105, 106, 388), и аккумулятивные тела внешних хребтов (глубина над гребнем 3,4 км, скв. 102, 103, 104).

На ложе Северо-Американской котловины имеются полные разрезы двух низменностей — абиссальных равнин Гаттерас (скв. 7, 8, 387, 417) и Нейрс (скв. 9, 28, 386) с глубинами около 4,5–5,7 км. С центральной части абиссальной равнины Сом (глубина 5,3 км) получен только один 9-метровый керн (скв. 383), а в двух скважинах (382, 385) пробурен южный край равнины. В северной части над равниной Сом возвышается небольшой гребень (глубина 3,5 км), условно названный "хребтом Джи-аномалии" (J-anomaly ridge) по проходящей здесь линейной магнитной аномалии высокой интенсивности [из серии аномалий Китли; Tuscholke, Vogt e.a., 1979]. На этом хребте пробурен весь осадочный слой до базальтов (скв. 384). Прямолинейная горная цепь Новой Англии охарактеризована двумя скважинами, пробуренными у подножий двух гор (скв. 382, 385). Наконец, в пределы рассматриваемого региона входит западный фланг Срединно-Атлантического хребта, где осадочный слой пробурен в скважинах 10 (глубина 4612 м) и 11 (глубина 3571 м).

На рис. 1 показано принятое нами расчленение разрезов всех скважин на формации и приведены основные сведения о возрасте отложений. Индексы возраста показаны приблизительно на местах их установления путем биостратиграфической датировки. Скважины сгруппированы по районам, а их расположение показано ниже на схемах распространения формаций.

Во всех перечисленных в табл. 1 районах развита земная кора океанского типа, за исключением только внешнего края плато Блейк, где под мощной толщей рифовых известняков, возможно, расположен опущенный блок континентальной коры [Sheridan, 1974]. Как обычно, океанская кора состоит из трех основных слоев, выделяемых по геофизическим данным: "первого" (осадочного), "второго", образующего фундамент осадочного чехла, и "третьего", отделенного от верхней мантии разделом Мохоровичича. "Третий" слой характеризуется в данном районе сейсмическими скоростями 6,4–7,1 км/сек [Sheridan, 1974]. Аномально высокие скорости (более 7 км/сек) измерены в районе кон-





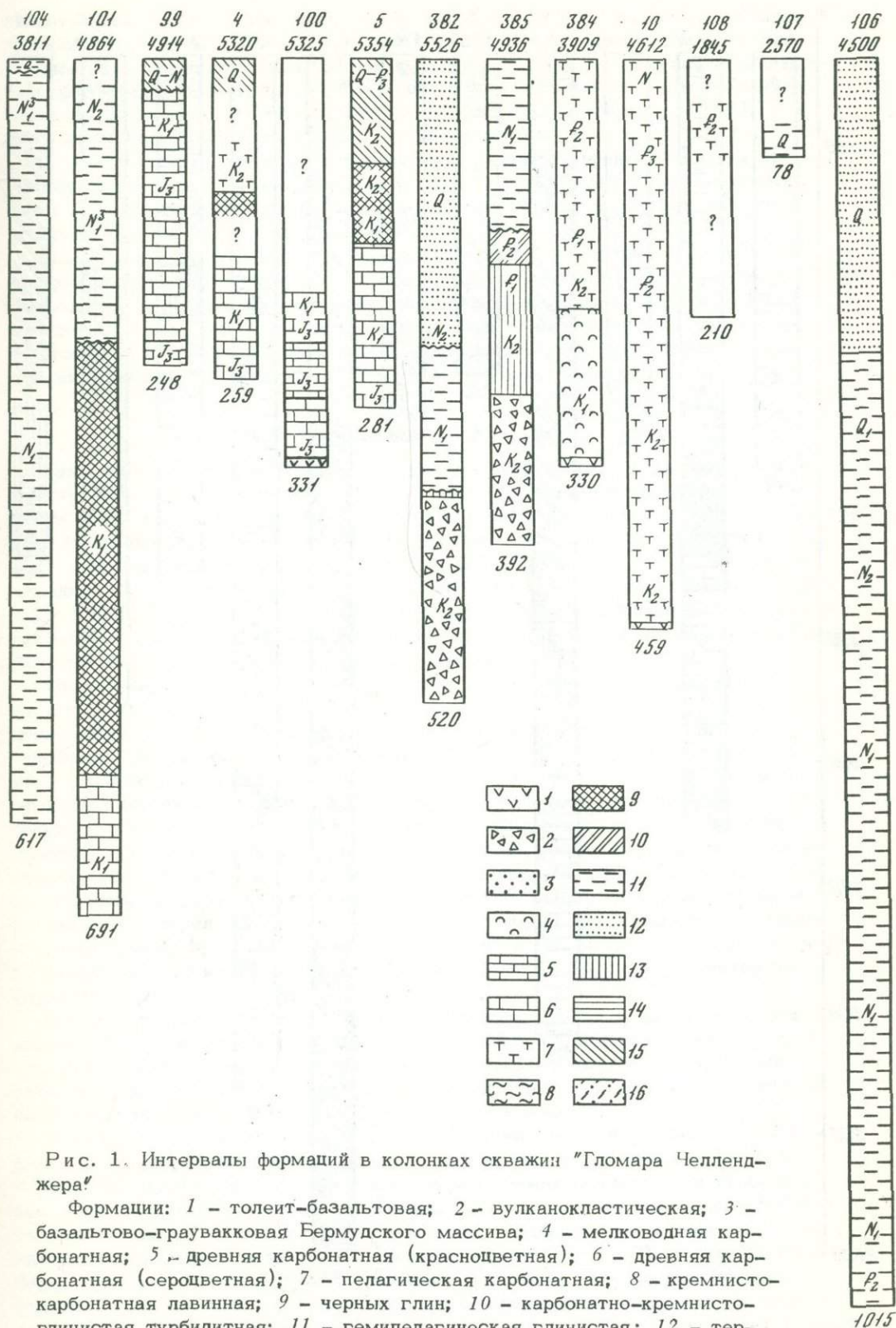


Рис. 1. Интервалы формаций в колонках скважин "Гломара Челленджера"

Формации: 1 - толеит-базальтовая; 2 - вулканокластическая; 3 - базальтово-граувакковая Бермудского массива; 4 - мелководная карбонатная; 5 - древняя карбонатная (красноцветная); 6 - древняя карбонатная (сероцветная); 7 - пелагическая карбонатная; 8 - кремнисто-карбонатная лавинная; 9 - черных глин; 10 - карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная; 11 - гемипелагическая глинистая; 12 - терригенная турбидитная; 13 - пестроцветная глинистая; 14 - пелагическая глинистая; 15 - карбонатно-глинистая турбидитная Багамского района; 16 - мелководная терригенная

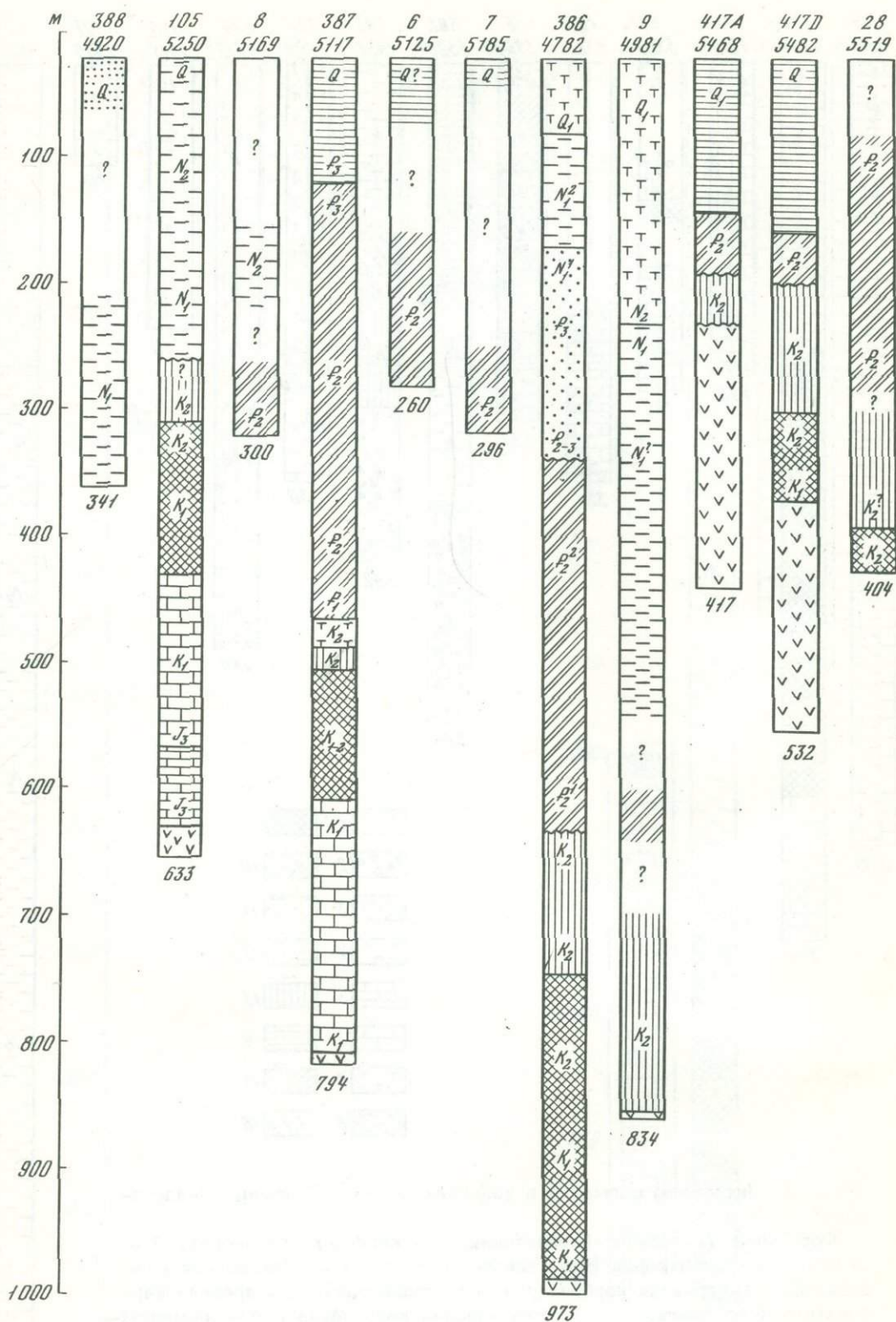


Рис. 1 (окончание)

тинентальной окраины, где отмечено значительное утолщение океанской коры. "Второй" слой коры, по новым данным [Houtz, 1976], подразделяют на два подслоя: ПА с сейсмическими скоростями 3,5–4,5 км/сек, сложенный в основном эффузивными базальтами, и ПБ с сейсмическими скоростями 5,5–6 км/сек, который, по данным из Тихого океана [Непрочнов, Кашинцев, 1978], сложен гипабиссальными долеритами и metabазальтами.

В данном районе, кроме осадочного слоя, вскрыта бурением верхняя часть (максимально до 500 м) базальтового "фундамента" (слоя ПА), сложенного почти целиком толеитовыми базальтами, подвергшимися низкотемпературным вторичным изменениям (скв. 417–418).

Базальтовый "фундамент" (геофизический слой ПА) мы рассматриваем как недифференцированную толеит-базальтовую эффузивную формацию, генетически связанную с вулканизмом рифтовой зоны срединно-океанского хребта (зоной спрединга). Кроме того, в данном районе развита наложенная на толеит-базальтовую и прорывающая ее дифференцированная щелочно-базальтовая формация, включающая как эффузивные, так и вулканокластические породы.

### Толейт-базальтовая формация

Толейт-базальтовая формация, образующая акустический "фундамент" осадочного чехла Срединно-Атлантического хребта, всех абиссальных равнин, а также континентальной окраины, вскрыта в данном районе в скважинах 4, 5, 100 (край ложа океана, примыкающий с севера к Багамской структуре), 105 (континентальное подножие), 9, 28, 386, 387, 417, 418 (абиссальное ложе Северо-Американской котловины), 384 (хребет Джи-аномалии), 10 и 11 (западный фланг Срединно-Атлантического хребта). Максимальная вскрытая мощность в скважине 417 составляет 500 м, в других скважинах пробурено только по несколько метров базальтового слоя.

Толейт-базальтовая формация продолжает накапливаться в настоящее время в осевой (рифтовой) зоне Срединно-Атлантического хребта. Здесь она имеет четвертичный и современный возраст и занимает наиболее высокое гипсометрическое положение. На флангах хребта, постепенно погружаясь по мере удаления от рифтовой зоны, она становится древнее в соответствии с моделью тектоники литосферных плит. Кровля формации, т.е. поверхность базальтового "фундамента", резко расчлененная многочисленными разломами, образует неровный глыбовый рельеф дна флангов хребта. С увеличением расстояния от рифтовой зоны этот рельеф уходит под все возрастающую по мощности толщу осадков, а при переходе от флангов хребта ко дну абиссальных равнин оказывается полностью погребенным под осадочным чехлом. Но неровная поверхность "фундамента" прослеживается на сейсмопрофилях под осадками вплоть до континентальной окраины, где кровля базальтов находится на глубинах до 8–10 км от урвия океана.

Возраст толеит-базальтовой формации "фундамента" определяется с удовлетворительной точностью и надежностью по линейным магнитным аномалиям. В подавляющем большинстве случаев, как показало бурение, палеомагнитные датировки хорошо согласуются с палеонтологическими определениями возраста надбазальтовых (иногда межбазальтовых) слоев осадков.

В пределы рассматриваемого в данной работе региона входит западный фланг Срединно-Атлантического хребта. В скважине 11 [Peterson, Edgar e.a., 1970], пробуренной в небольшой ложбине между обнаженными гребнями (рис. 2), базальты встречены на глубине 200 м от поверхности дна (3850 м от уровня океана) и имеют (судя по возрасту надбазальтовых осадков) ранне-среднемиоценовый возраст. На подножии хребта (скв. 10) на приподнятом блоке "фундамента" поверхность базальтов находится на гипсометрическом уровне 5100 м (455 м от дна), а осадки непосредственно над ней имеют позднемиоценовый (кампанский) возраст.

Западнее, под дном абиссальной равнины Нейрс и на восточном подножии Бермудской возвышенности, базальтовый "фундамент" имеет меловой возраст. Это область мелового спокойного аномального магнитного поля [Vogt, 1973],



где четко выраженные датированные магнитные аномалии отсутствуют. В скважине 9 базальты встречены на глубине 834 м от дна (5950 м от уровня океана) и имеют меловой (позднемеловой?) возраст [Peterson, Edgar e.a., 1970]. В скважине 28 кровля базальтов находится также на глубине около 5900 м, она предположительно мелового возраста. В скважине 386, пробуренной в относительном понижении рельефа "фундамента" на восточном склоне Бермудской возвышенности, толеит-базальтовая формация вскрыта на глубине 966 м от дна (5757 м от уровня океана), а покрывающие их осадки имеют раннемеловой (позднеатлантический - среднеальбский) возраст [Tucholke, Vogt e.a., 1979]. В скважине 417А, пробуренной на поднятии "фундамента", базальты были встречены на глубине 210 м от дна (5680 м от уровня океана) под позднемеловыми осадками, а в скважине 417D у подножия этого поднятия - на глубине 350 м от дна (5830 м от уровня океана) под раннемеловыми осадками.

Западнее области "спокойного" магнитного поля протягивается серия линейных магнитных аномалий Китли (M-аномалий), которые метят позднеюрский - раннемеловой возраст базальтового "фундамента" [110-150 млн. лет; Vogt, 1973]. Скважина 384, пробуренная на гребне хребта Джи-аномалии, в значительной мере погребенного под толщей осадков абиссальной равнины Сом, вошла в раннемеловые базальты, несколько отличающиеся от нормальных среднеокеанских толеитов, на глубине 325 м от дна (4244 м от уровня океана). Хребет протягивается вдоль самой молодой необычно интенсивной магнитной аномалии из серии Китли (аномалии M-1 или J). В скважине 387, расположенной вблизи аномалии M-16 из серии Китли, базальты, встреченные на глубине 792 м от дна (5616 м от уровня океана), подстилают раннемеловые (берриас-валанжинские) осадки [Tucholke, Vogt e.a., 1979].

Под континентальным подножием Северной Америки в скважине 105, пробуренной в ложбине, расчленяющей относительно приподнятый блок в рельефе фундамента, кровля толеит-базальтовой формации расположена на глубине 624 м от дна (5885 м от уровня океана) под позднеюрскими (киммеридж-оксфордскими) отложениями [Hollister, Ewing e.a., 1972]. В скважинах 4, 5, 99 и 100 на континентальной окраине к северу от Багамской структуры возраст базальтов (по покрывающим их осадкам) также позднеюрский (титонский или киммеридж-оксфордский).

Подробное рассмотрение строения, состава и механизма формирования толеит-базальтовой формации "фундамента" не входит в задачу данной работы. Мы ограничимся лишь констатацией факта повсеместного ее распространения в пределах развития океанского типа земной коры в данном регионе, а также доминирования эффузивных базальтов подводных извержений в составе ее верхней четверти (по скважинам 417, 418). Заслуживает внимания также переслаивание базальтовых потоков и долеритовых силлов с маломощными пластами или линзами осадочных и вулканогенно-осадочных пород (известняков, гиалокластических брекчий, известковых туффитов, туфобрекчий). Осадочные прослои в толще базальтов скважин 417 и 418 представлены пелагическими известковыми фациями и свидетельствуют о значительных по времени перерывах вулканической активности. Тем не менее палеомагнитные измерения, равно как и определения возраста осадков внутри толеит-базальтовой формации, свидетельствуют о кратковременном (в геологическом масштабе) накоплении мощной эффузивной толщи.

Толеит-базальтовая формация ложа Северо-Американской котловины напоминает по всем своим характеристикам (кроме низкотемпературных вторичных изменений) плейстоценовую толеит-базальтовую формацию современного Средне-Атлантического хребта. Представляется вполне обоснованным прямое сопоставление этих разновозрастных формаций, хотя непрерывность их формирования от поздней юры до настоящего времени в ходе расширения дна Атлантического океана до сих пор однозначно не доказана.

## Щелочно-базальтовая формация

Щелочно-базальтовая формация гор Новой Англии изучена по данным драгировок и по переотложенным обломочным продуктам, образующим вулканокластическую подформацию, которая была вскрыта на подножиях двух гор (Нэшвилл и Фогель) скважинами 382 и 385 в 43-м рейсе "Гломара Челленджера" [Tucholke, Vogt e.a., 1979]. Она слагает близко стоящие, но изолированные друг от друга подводные горы — вулканы в прямолинейной цепи северо-западного простирания. Горы возвышаются на несколько километров над толеит-базальтовым "фундаментом", который по нечетким отражениям на сейсмограммах уходит под край осыпных накоплений у их подножий.

Вулканокластические накопления на подножиях гор Нэшвилл и Фогель представляют на сейсмопрофилях прислоненные к склонам осадочные тела со сравнительно ровной верхней отражающей поверхностью, которая по облику четко отличается от "зубчатой" записи базальтового "фундамента" [Tucholke, Vogt e.a., 1979]. Как показало бурение, отражающей поверхностью служит кровля прочно сцементированных базальтовых брекчий, которые, по-видимому, и слагают основную часть пород формации. Над ними залегают более рыхлая пачка переслаивающихся пестроцветных глин, туфоглин, цеолитовых глин, мергелей, вулканокластических песков и алевроитов. Вулканокластические турбидиты и известковисто-обломочные отложения переслаиваются с брекчиями. Вулканокластический материал в этих породах роговообманково-щелочно-базальтовый, в разной степени метаморфизованный и выветрелый. Глинистое вещество и цеолиты в значительной мере представляют собой продукты вторичных изменений вулканокластического материала (см. гл. II и V). Возраст глинисто-вулканокластической подформации, определенный по редким скудным находкам микропалеонтологических остатков, позднемеловой, по-видимому, докампанский. Общая мощность отложений неизвестна. Судя по экстраполяции записи акустического фундамента до предполагаемого первичного (эффузивного?) склона гор она может достигать 1,5–2 км. В скважинах 382 и 385 пройдено 130–150 м.

## Древняя карбонатная формация

Это до настоящего времени наиболее древняя из известных осадочных формаций Атлантического океана и Мирового океана в целом. Существование древнейшего осадочного слоя на северо-западной окраине Атлантического океана между широко распространенным отражающим горизонтом  $\beta$  (бета) и базальтовым фундаментом (горизонтом В) было установлено в результате сейсмических исследований еще в 60-х годах [Ewing J., Ewing M., 1972], а затем обосновано в свете идей новой глобальной тектоники. Первые образцы карбонатных пород верхней юры (титона) были получены в 1-м рейсе "Гломара Челленджера" в 1968 г. [скв. 4, 5; Ewing e.a., 1969] и тогда же идентифицированы как породы отражающего горизонта бета. В дальнейшем породы древней карбонатной формации были достигнуты, а затем и пробурены до базальтового фундамента и подробно исследованы в 11-м рейсе "Гломара Челленджера" [скважины 99, 100, 105; Hollister, Ewing e.a., 1972]. Было обнаружено трехчленное строение толщи древних карбонатных пород с двумя пачками сероцветных слоистых известняков в верхней и нижней частях и с красноцветной свитой между ними. Сравнительные литолого-фациальные исследования последней привели Д. Бернулли к выводу о сходстве красноцветных известняков и мергелей с известной мезозойской "фацией *Ammonitico rosso*" Средиземноморского пояса [Bernoulli, 1972]. В 43-м рейсе были пробурены скважиной 387 (Tucholke, Vogt e.a., 1979) породы верхней сероцветной подформации, а в 44-м рейсе в скважине 391 под ними были вскрыты верхнеюрские красные мергели [Benson, Sheridan e.a., 1978].

В данной работе три части верхнеюрской — нижнемеловой карбонатной толщи рассматриваются как подформации одной формации, характеризующей начальные стадии развития Атлантического океана. Основанием для такого объе-

линия служит литологическое, а также фациальное сходство верхней и нижней сероцветных свит, постепенность перехода от красноцветных к верхним сероцветным известнякам, отсутствие стратиграфических перерывов между ними, а также однородность условий залегания.

Следует указать, что древняя карбонатная формация не везде представляет древнейшие осадки ложа Атлантического океана. Уже в 1-м рейсе "Гломара Челленджера" в результате сейсмических исследований было обнаружено, что под вскрытым разрезом осадочных пород, от титонских до современных, на окраине ложа океана залегает равная ей по мощности осадочная толща неизвестного состава. Подобная толща, по акустическим свойствам отличающаяся от красноцветной карбонатной, залегает также ниже забоя скважины 391.

Площадь распространения древней карбонатной формации оконтуривается по сейсмическим данным как ареал, в пределах которого над записью фундамента выделяется четкий горизонт бета. Все пробуренные на этой площади скважины, достигшие уровня отражателя бета, подтвердили его совпадение с кровлей древней карбонатной формации. На западе (рис. 3) древняя карбонатная формация подходит близко к континентальному склону Северной Америки, уступам плато Блейк и Багамской банки, где она граничит с одновозрастным поясом рифов, залегающих всюду гипсометрически выше нее. На север формация распространена под континентальным подножием по меньшей мере до широты мыса Гаттерас, где она вскрыта скважиной 105. Но скорее всего она продолжается и дальше на северо-восток, ибо отражатель бета обнаружен под континентальным подножием в районах Нью-Джерси, Новой Англии, Новой Шотландии и даже Ньюфаундленда [Sheridan, 1974; Jansa, Wade, 1975].

На востоке наблюдается постепенное выклинивание древней карбонатной формации за счет последовательного выпадения ее нижних слоев по мере уменьшения возраста базальтового фундамента (см. рис. 2). Полное выклинивание (или, что то же, латеральная смена самых молодых слоев одновозрастными породами толеит-базальтовой формации срединного хребта того времени) наблюдается по линии, примерно параллельной магнитным аномалиям серии М, проходящим через Бермудскую возвышенность, т.е. между скважинами 387 и 386. В первой присутствует верхняя (нижнемеловая) часть формации, а во второй формация отсутствует. Восточнее указанной линии не обнаружен и отражающий горизонт бета.

В пределах поля, очерченного на рис. 3, формация не имеет сплошного распространения. Она прерывается на участках локальных поднятий "фундамента". Сейсмопрофили показывают субгоризонтальное залегание отражающего горизонта бета над неровным рельефом кровли базальтов. Создается впечатление заполнения депрессий "фундамента" карбонатными осадками, подобно наблюдаемому на современных срединно-океанских хребтах. На детальных сейсмопрофилях видно также облекание неровностей рельефа акустически "прозрачными" слоями карбонатной формации, тогда как горизонтально стратифицированные толщи в депрессиях, подобно турбидитам, стыкуются с коренными склонами под острым углом [см. сейсмопрофили в работе Ewing, Worzel e.a., 1969]. Высказывалось предположение, что при таких соотношениях поднятия фундамента представляют более молодые вулканические тела или тектонические блоки, которые прорывают породы древней карбонатной формации. Это может иметь место на Бермудском массиве с его наложенным (постспрединговым) вулканизмом, но в большинстве случаев слоистые осадочные тела, по-видимому, представляют собой заполненные первичные депрессии "фундамента".

Вопрос о верхней границе древней карбонатной формации не решен пока однозначно. В скважинах 387, 391 [Tucholke, Vogt e.a., 1979; Benson, Sheridan e.a., 1978] прослежен хорошо документированный непрерывный разрез нижнего мела с постепенным переходом от карбонатных пород с прослоями обогащенных органическим веществом темно-серых глин к бескарбонатным породам формации черных глин. Возраст этого перехода — баррем — апт. В скважине 5 [Ewing, Worzel e.a., 1969] при прерывистом отборе зерна она скорее всего проходит где-то между зернами 2А (98 м, нижний сеноман, черные радиоляриевые глины и окремненные аргиллиты) и 3А (145 м, альб, тонкое

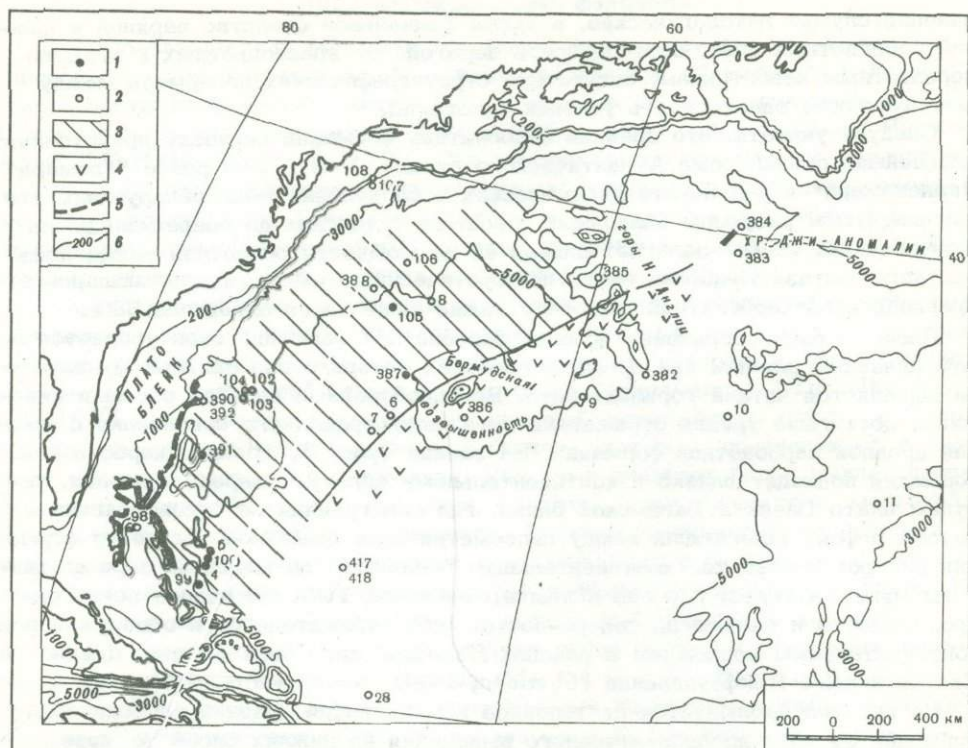


Рис. 3. Распространение древней карбонатной формации

1, 2 – скважины "Гломера Челленджера": 1 – формация вскрыта; 2 – формация не вскрыта; 3 – площадь вероятного распространения формации; 4 – толеит-базальтовая формация "фундамента", синхронная кровле древней карбонатной ( $K_1$ ); 5 – барьерные рифы ( $K_1$ – $J_3$ ); 6 – изобаты

переслаивание мергелей и черных аргиллитов), а может быть, и под последним. В скважине 4 почти весь разрез карбонатный и только в одном керне (2А, альб – апт) породы могут быть отнесены к формации черных глин. В керне 3 (альб – апт) наблюдается переслаивание известняков и темно-серых глин, последние, вероятно, являются более мелководным фациальным аналогом черных глин. Формационно же эти породы представляют скорее продолжение разреза древней карбонатной формации.

Возраст древней карбонатной формации находится в пределах от киммериджа – оксфорда (келловея?) до баррема – апта. Мощность возрастает в целом последовательно от линии выклинивания на востоке к подножью континентального склона, но сильно зависит от неровностей рельефа подошвы. В депрессиях "фундамента" в районе подножия континентального склона она достигает по сейсмическим данным 1–1,5 км [Sheridan, 1974]. В скважине 105 над поднятием поверхности базальтов суммарная мощность двух верхних подформаций оказалась равной 420 м, а в скважине 100 все три подформации имели мощность 300 м [Hollister, Ewing e.a., 1972]. В скважине 391 вскрыта верхняя и часть средней подформации общей мощностью 400 м [Benson, Sheridan e.a., 1978].

Из трех подформаций нижняя сероцветная вскрыта под красными известняками только в скважине 100. Мощность ее 55 м. Других сведений о ее распространении нет. И. Лансело с соавторами [Lancelot e.a., 1972] на своих разрезах показывают распространение маломощной пачки келловей-оксфордских зеленовато-серых известняков на поверхности базальтового фундамента у подножия континентального склона между скважинами 101, 100, 99 и далее на восток.

Подформация красных известняков, мергелей и известковистых глин встречается в скважинах 99, 100, 105 и 391. Предполагается, что она распространена вдоль всего континентального подножия Северной Америки от широты мыса Мэй на севере до впадины Блейк-Багама на юге. Насколько далеко подформация уходит под континентальное подножие, неизвестно, но, вероятно, она примыкает к коренному уступу склона на месте стыка океанской земной коры с континентальной. На востоке наблюдается выклинивание подформации за счет уменьшения возраста базальтового фундамента (см. рис. 2). Кровля подформации фиксируется на сейсмограммах в районах скважин 100 и 391 как дополнительный отражающий горизонт под отражателем бета [Ewing, Hollister, 1972; Benson, Sheridan e.a., 1978]. Возраст красноцветной подформации оксфорд-киммериджский, отчасти, возможно, титонский. Мощность по двум скважинам составляет 63 и 80 м, но по сейсмическим данным достигает 100 м или более.

Верхняя сероцветная подформация простирается дальше на восток по сравнению с красноцветной, залегая в скважине 387 прямо на базальтовом фундаменте (см. рис. 2). В скважинах 105 и 391, а также 99, 100 и, вероятно, 101 она подстилается красноцветной карбонатной подформацией. В скважинах 4 и 5 при редком отборе керн все же отчетливо устанавливается литологически близкая толща значительной мощности. Переход от красноцветных карбонатных пород вверх к сероцветным постепенный. При этом сохраняется основа текстурного рисунка — тонкая горизонтальная слоистость, переслаивание известняков с мергелями и глинами.

Возраст сероцветной толщи — от титона до баррема. Мощность пройдена полностью в скважинах 105, 387 и 391, где она варьирует в пределах 150-325 м. Таким образом, она составляет преобладающую часть древней карбонатной формации.

### Формация черных глин

Эта своеобразная толща черных и зеленовато-серых обогащенных органическим веществом пород, преимущественно глинистых, распространяется как к западу, так и к востоку от срединного хребта, сложенного кайнозойскими базальтами. В описываемом регионе она вскрыта скважинами 4, 5 [Ewing, Worzel e.a., 1969], 28 [Bader, Gerard e.a., 1970], 101, 105 [Lancelot e.a., 1972], 386, 387 [Tucholke, Vogt e.a., 1979], 391 [Benson, Sheridan e.a., 1978], 417, 418 [Donelli, Francheteau e.a., 1977; Flower, Salisbury e.a., 1977]. К северу от Бермудского массива дно котловины не пробурено, и неясно, продолжают ли отложения этой формации под абиссальной равниной Сом. Однако обращает внимание темно-серый интервал в толще верхнемеловых вулканокластических пород и глин в скважине 382 у подножия горы Нэшвилл, возможно, указывающий на простирающиеся черные глины по крайней мере до этой широты (рис. 4).

На юге, у Багамских островов (скв. 99, 100 и, возможно, 4), глубоким размывом почти полностью уничтожены черные глины и выведены на поверхность породы древней карбонатной формации. Лишь остатки формации можно видеть в скважине 4. На востоке ареал формации ограничен латеральной смежной толеит-базальтовой формации.

Формация черных глин залегают на поверхности древней карботаной формации там, где последняя развита, или непосредственно на базальтовом фундаменте (скв. 387, 417, 418), где возраст кровли базальтов моложе баррема — апта. Переход от древней карбонатной формации, как указывалось выше, обычно постепенный, от карбонатных фаций к глинистым.

Выше формации черных глин залегают верхнемеловая пестроцветная глинистая формация (скв. 105, 386, 387, 391). Вполне возможно, хотя и не доказано прямыми палеонтологическими данными, существование перерыва в кровле черных глин. Длительный перерыв отделяет формацию от вышележащих третичных гемипелагических глин в южной части региона [скв. 101; Lancelot e.a., 1972].

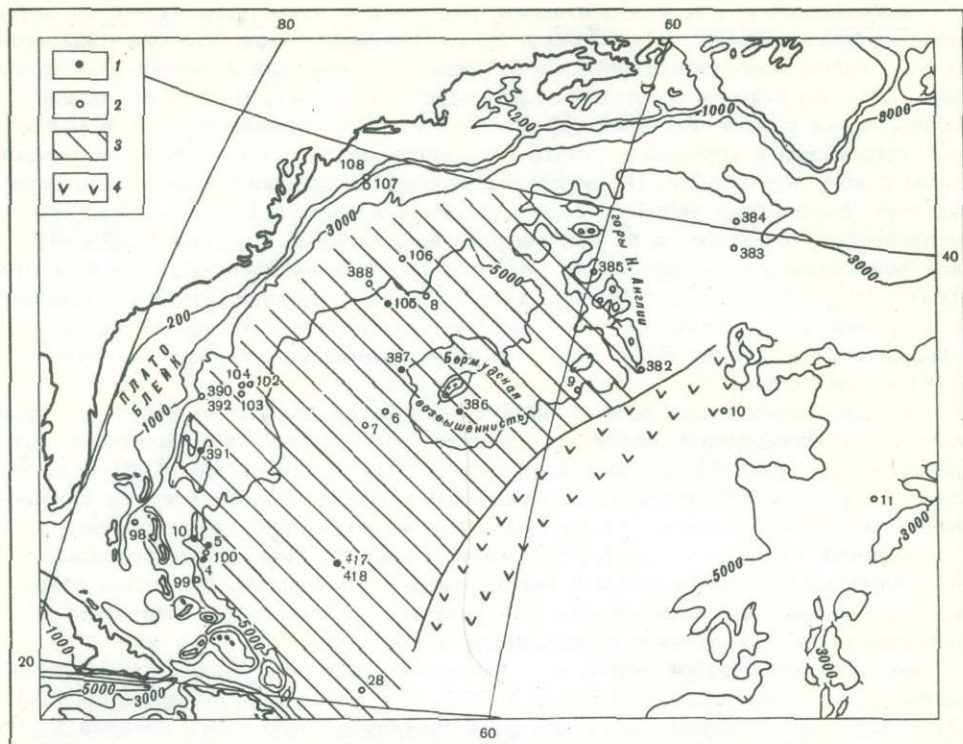


Рис. 4. Распространение формации черных глин

1, 2 – скважины "Гломара Челленджера": 1 – формация вскрыта; 2 – формация не вскрыта; 3 – площадь вероятного распространения формации; 4 – толеит-базальтовая формация "фундамента", синхронная кровле формации черных глин ( $K_2$ )

Кровля формации черных глин коррелируется в северной части ареала распространения с сейсмическим отражателем  $A^*$ , своеобразным "ответвлением" от основного отражающего горизонта  $A$ . Во впадине Блейк-Багама (скв. 391) и в районе скважины 101 горизонты  $A$  и  $A^*$  сливаются (из-за отсутствия в разрезе палеогеновых отложений), в кровле формации располагается горизонт  $A$ . Породы формации – уплотненные глины и аргиллиты – характеризуются сейсмическими скоростями 1,55–2,27 км/сек, в слабо литифицированных породах из скв. 391 она равна 1,97 км/сек [Sheridan e.a., 1978].

Кровля формации залегает субгоризонтально. Абсолютные отметки ее на обширных пространствах меняются в узких пределах: от 5100–5400 м ниже уровня океана в районе к северу от Багамской банки (скв. 4, 5, 101), 5550–5700 м под континентальной окраиной (скв. 105, 391) и до 5760–5900 м в южной части равнины Нейрс (скв. 28, 417 D). Там, где формация залегает на расчлененном рельефе "фундамента", она нередко заполняет депрессии, прерываясь на возвышенностях (скв. 417A и 417), но на сейсмопрофилях видно и облекание неровностей "фундамента".

Возраст формации черных глин определяется по скудным и далеко не повсеместным микропалеонтологическим остаткам как апт-сеноманский. Местами нижние слои формации, возможно, относятся к баррему, а верхние – к середине позднего мела.

Мощность формации по скважинам, где она пройдена полностью, колеблется от 70–80 до 370 м. По геофизическим данным она может быть и несколько больше.

## Пестроцветная глинистая формация

Под этим условным названием мы объединили красноцветные и пестроцветные, преимущественно бескарбонатные, пелагические отложения (глины, цеолитовые глины, алевроитово-глинистые породы) позднемелового возраста, появление которых в разрезах знаменует конец накопления формации черных глин. Выделение этих обычно маломощных слоев в самостоятельную формацию нельзя считать бесспорным, но представляется целесообразным ввиду почти повсеместного распространения их не только в Северо-Американской котловине, но и в других частях Атлантического океана с позднемезозойским возрастом базальтового ложа. Время накопления формации представляет важный этап эволюции океана, завершающий позднемезозойский осадочный цикл и предшествующий кайнозойскому.

Пестроцветная глинистая формация (рис. 5) встречается во всех скважинах в пределах ложа Северо-Американской котловины, где достигнуты верхнемеловые отложения, которые представлены глубоководными бескарбонатными фациями (скв. 28, 105, 386, 387, 391, 417, 418). Близким аналогом ее мы считаем также верхние пелагические слои верхнемеловых отложений у подножий гор Новой Англи (скв. 382, 385).

Пестроцветная формация перекрывает формацию черных глин всюду, где последняя развита. На западе она подходит близко к континентальному склону Северной Америки. Во всяком случае она хорошо выражена под континентальным подножием (скв. 105) и несколько менее отчетливо — во впадине Блейк-Багама (скв. 391). О существовании формации под абиссальной равниной Сом данных нет. На востоке (скв. 9) пестроцветная глинистая формация, представленная здесь коричневыми цеолитовыми глинами, залегает непосред-

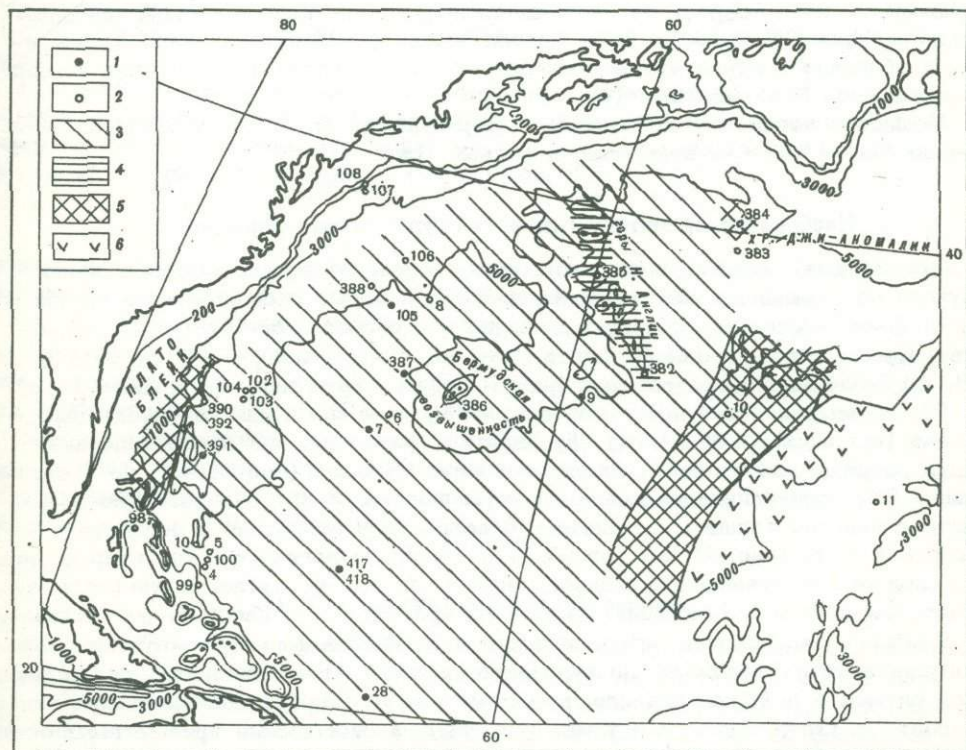


Рис. 5. Распространение формации пестрых глин

1, 2 — скважины "Гломара Челленджера": 1 — формация вскрыта; 2 — формация не вскрыта; 3 — площадь вероятного распространения формации; 4 — щелочно-базальтовая формация гор Новой Англи ( $K_2$ ?); 5 — пелагические карбонатные формации ( $K_2$ ); 6 — толеит-базальтовая формация "фундамента", синхронная кровле формации пестрых глин ( $K_2$ )

ственно на базальтах. Под абиссальной равниной Нейрс между скважинами 9 и 10 происходит латеральная смена этих глин верхнемеловой пелагической карбонатной формацией Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 2).

Пестроцветная глинистая формация перекрыта отложениями различного состава и возраста — турбидитами эоценовой карбонатно-кремнисто-глинистой формации, миоценовыми гемипелагическими глинами или отложениями гравитационных потоков континентальной окраины. Обычно пестроцветная формация отделена от вышележащих слоев длительным перерывом, а местами, возможно, размывом. Предполагается существование внутрiformационных перерывов. Помимо преобладания красноцветных отложений, связанных с пелагическими условиями низких скоростей осадконакопления, для формации очень характерна тонкая цветовая полосчатость, что и послужило основанием для названия ее пестроцветной (подробнее см. гл. V).

Кровля пестроцветной формации приблизительно совпадает с положением отражателя А в скважине 391. Отражающий горизонт имеется вблизи кровли формации и в скважине 386. В целом же нет достаточно четкой единой отражающей поверхности, которая позволила бы проследить ее распространение между скважинами.

Пестроцветная глинистая формация залегает почти горизонтально, но на сейсмопрофилях заметны признаки облекания неровностей рельефа, как это свойственно пелагическим осадкам (см. рис. 2). Абсолютные отметки кровли в большинстве скважин колеблются в пределах 5400–5660 м ниже уровня океана, поднимаясь на склоне горы Фогель (скв. 385) до 5200 м и опускаясь в скважинах 28 и 382 до 5800–5900 м.

Породы пестроцветной формации почти лишены палеонтологических остатков. По редким определениям, а главным образом по датировкам выше- и нижележащих слоев возраст ее в большинстве районов позднемеловой, по-видимому, не древнее сеномана и не моложе конца маастрихта. Однако литологически близкие красноцветные слои встречаются и среди альб-аптских черных глин впадины Блейк-Багама (скв. 391).

Мощность пестроцветной глинистой формации варьирует от нескольких метров до 100–150 м, а возможно, и больше (скв. 9).

### **Карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация**

Эта мощная, своеобразная по строению эоценовая толща наиболее полно изучена по скважинам 386 и особенно 387, которые расположены в южной части Северо-Американской котловины по обе стороны от Бермудского массива. Кроме того, породы формации получены в скважинах 6, 7, 8, 9, 10, 28, 417. Формация отсутствует (размыта?) на южной окраине региона (скв. 4, 5), во впадине Блейк-Багама (скв. 391) и на подножии континентального склона (скв. 101, 105, 106). Турбидитная формация, как и вся эоценовая часть разреза, отсутствует у подножия горы Нэшвилл (скв. 382), но в скважине 385, пробуренной на подножии горы Фогель, имеется карбонатно-кремнисто-глинистая толща маастрихтского возраста у основания и эоценового — в верхней части (рис. 6). Эта толща имеет в целом пелагический характер, но верхние слои ее, представленные радиоляриевыми глинами, вероятно, можно рассматривать как пелагическую фазию синхронных кремнистых турбидитов dna котловин.

Наиболее характерная литологическая особенность формации — это ритмичная слоистость турбидитов, но турбидитов особых, "пелагических". Базальные слои ритмов в них, как правило, представлены не терригенными песками или алевролитами (хотя имеются и такие примеры), а биогенными кремнистыми остатками — радиоляриями, спикулами. Верхние слои в ритмах бывают глинистыми, кремнисто-глинистыми, мергельными. Детальные гранулометрические исследования [McCave, 1979a] выявили четкую градиционную текстуру тонкозернистых, внешне гомогенных средних частей ритмов, доказывая их турбидитную природу.

Внутри формации проходит граница литификации и диагенетического окремнения, выраженная на сейсмопрофилях как резкий отражающий горизонт А

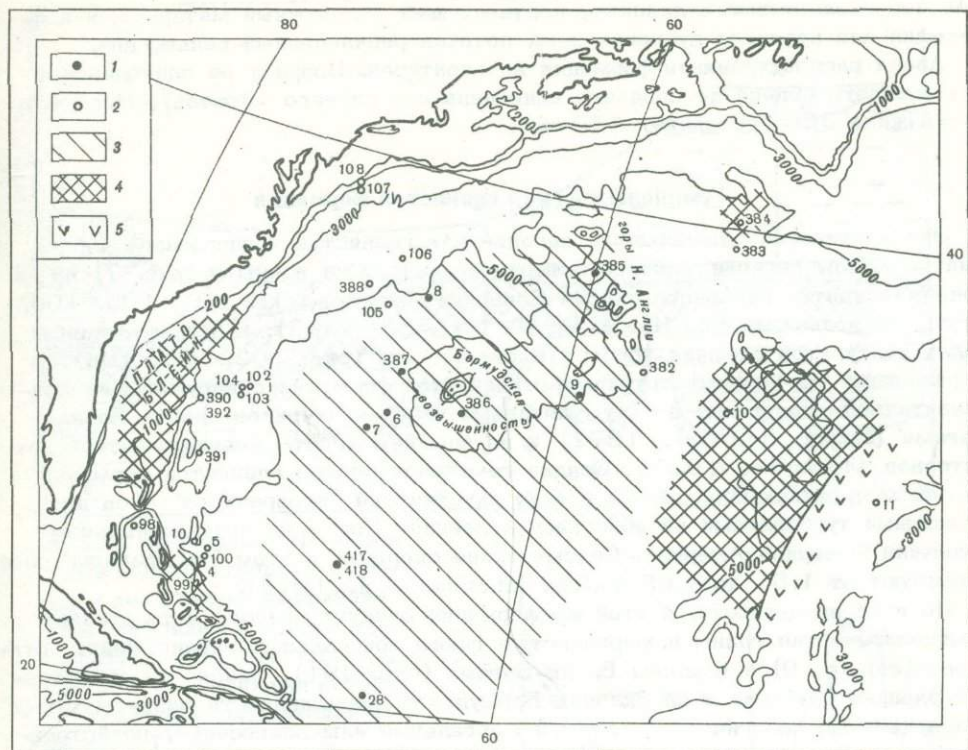


Рис. 6. Распространение карбонатно-кремнисто-глинистой турбидитной формации

1, 2 – скважины “Гломара Челленджера”: 1 – формация вскрыта; 2 – формация не вскрыта; 3 – площадь вероятного распространения формации; 4 – пелагические карбонатные формации ( $P_2$ ); 5 – толеит-базальтовая формация “фундамента”, синхронная кровле турбидитной ( $P_2$ )

регионального значения. Граница эта носит явно вторичный характер. Первичные черты литологии осадков выше и ниже ее остаются сходными.

Турбидитная формация, обычно с перерывом, залегает на верхнемеловой пестроцветной глинистой формации. Переход от последней к первой отмечен резким увеличением скоростей осадконакопления до очень высоких величин для глубоководных отложений и возрастанием доли биогенного кремнезема.

Возраст турбидитной формации в большинстве случаев не выходит за пределы эоцена, большей частью это средний эоцен. В некоторых случаях накопление кремнистых осадков продолжалось также в олигоцене. Мощность формации в скважинах 386, 387 равна 300–350 м.

### Базальтово-граувакковая формация

Под этим условным названием мы понимаем толщу ритмичнослоистых песчаников и алевролитов, вскрытых скважиной 386 на восточном фланге Бермудской возвышенности (на западной окраине равнины Нейрс), где она залегает над эоценовой карбонатно-кремнисто-глинистой турбидитной формацией и перекрыта миоценовыми гемипелагическими глинами. К кровле формации приурочен резкий локальный “бермудский” отражающий горизонт, расположенный в разрезе выше регионального горизонта А [Tucholke, Vogt e.a., 1979].

Толща базальтово-граувакковых турбидитов, вскрытая единственной скважиной, остается пока уникальной, и выделение ее в качестве самостоятельной формации мало обосновано. Но мы предполагаем, что образование подобных толщ возможно и в других районах, где имеет место внутриокеанский

щелочно-базальтовый вулканизм, поставляющий обломочный материал, и подходящий для развития суспензионных потоков расчлененный рельеф дна.

Ареал распространения формации не оконтурен. Возраст ее олигоценовый (от позднего эоцена до позднего олигоцена или раннего миоцена). Мощность в скважине 386 составляет 170 м.

### Гемипелагическая глинистая формация

Эта фактически однородная сероцветная глинистая толща имеет в рассматриваемом регионе широкое распространение. Она вскрыта (рис. 7) на подножии континентального склона Северной Америки (скв. 101, 105, 106, 388), на подножиях гор Новой Англии (скв. 382, 385), в аккумулятивных телах контуритов внешних хребтов Блейк-Багама (скв. 102, 103, 104). Поршневыми грунтовыми трубками осадки этой формации обнаружены на континентальном подножии, в аккумулятивных телах контуритов хребта Блейк-Багама [Ewing, Hollister, 1972] и во внешнем хребте Больших Антильских островов [Tucholke, 1975]. Осадки гемипелагической глинистой формации на сейсмопрофилях прослежены в виде акустически "прозрачного" слоя под слоистыми турбидитами на абиссальной равнине Сом и на континентальном подножии Северной Америки. Сейсмические скорости в этом "прозрачном" слое варьируют от 1,51 до 1,65 км/сек [Sheridan e. a., 1978].

По всей вероятности, к этой же формации следует отнести четвертичные гемипелагические глины и мергелистые глины абиссальных равнин Нейрс, Гаттерас (скв. 8, 9) и впадины Блейк-Багама (скв. 391). Однако на абиссальной равнине Гаттерас и на склонах Бермудской возвышенности развиты также красноцветные пелагические глины и мергельные илы олигоцен(?)–плейстоце-

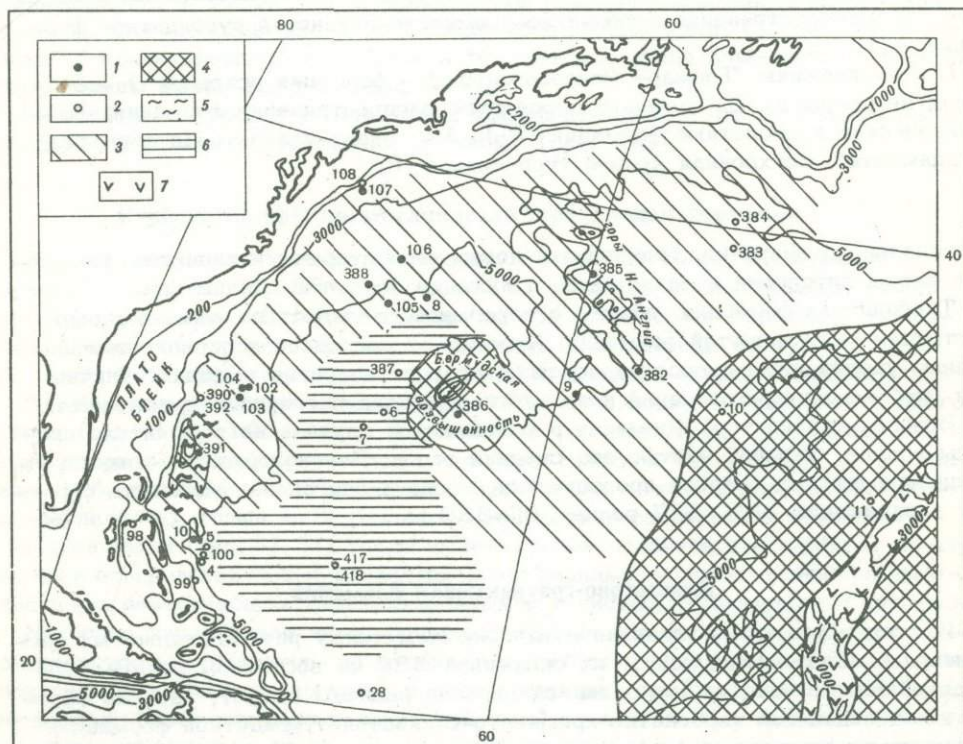


Рис. 7. Распространение формации гемипелагических глин

1, 2 – скважины "Гломара Челленджера": 1 – формация вскрыта; 2 – формация не вскрыта; 3 – площадь вероятного распространения формации; 4 – пелагические карбонатные формации ( $N_1-Q$ ); 5 – кремнисто-карбонатная лавинная ( $N_1$ ); 6 – пелагических глин ( $P_2-Q$ ); 7 – толеит-базальтовая формация современной рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.

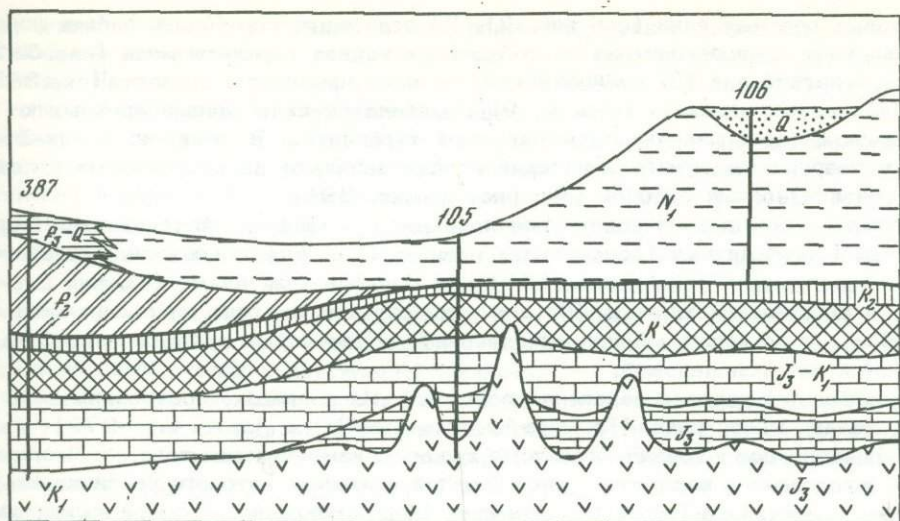
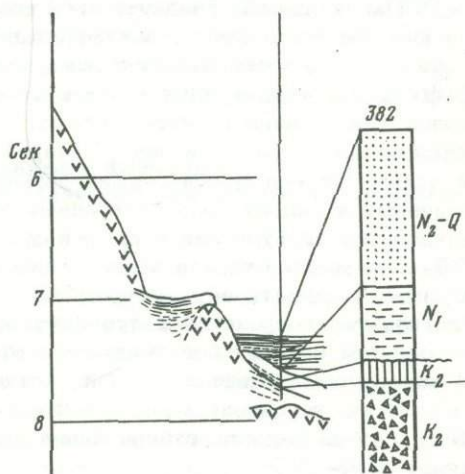


Рис. 8. Формационный разрез через континентальную окраину и дно Северо-Американской котловины в районе мыса Гаттерас (по Lancelot e. a., 1972, с изменениями автора) Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 9. Условия залегания формаций на подножии горы Нэшвилл (по данным сейсмопрофилирования) (Tucholke, Vogt e. a., 1979, с изменениями автора) Условные обозначения см. на рис. 1



нового возраста, которые мы считаем правильнее выделить как самостоятельную формацию. Фациальные переходы между гемипелагическими и пелагическими осадками в данном районе в силу ряда причин (транспортирующей и аккумуляющей деятельности глубинных течений, встречных потоков терригенной взвеси с севера и выносов Амазонки и т. д.) сложны и до конца не выявлены. Поэтому границы глинистых формаций можно провести лишь предположительно.

Мы провели литологические исследования гемипелагических глин в двух районах: на подножии континентального склона (скв. 388) и на подножии гор Новой Англии (скв. 382, 385). В обоих случаях осадки близки по составу и возрасту, явно относясь к одному этапу истории осадконакопления. По литературным данным [Lancelot e. a., 1972], сходны с ними и гемипелагические осадки в скважинах 11-го рейса "Гломара Челленджера" (скв. 101-106).

На континентальном склоне формация гемипелагических глин залегает с большим перерывом, а часто с явными признаками размыва на поверхности пестроцветных глин верхнего мела [Ewing, Hollister, 1972; Lancelot e. a., 1972]. Как показало сейсмопрофилирование, аккумулятивные тела контуритов внешних хребтов подножия континентального склона возвышаются над почти горизонтальным отражающим горизонтом А, природа которого здесь достоверно не установлена. Выказанное ранее предположение, что горизонт А обусловлен окремнением палеогеновых осадков [Ewing, Hollister, 1972], противоречит полученным позже данным об отсутствии эоценовых отложений в этом районе. Скорее всего отражающий горизонт А представлен здесь кровлей верх-

немеловых пестрых глин (см. рис. 2). На подножиях гор Новой Англи формация залегает с перерывом на пестроцветных глинах верхнего мела (скв. 382) или на пелагических (?) радиоляриевых глинах эоценового возраста (скв. 385). На абиссальных равнинах (скв. 8, 9) гемипелагические глины перекрывают эоценовую формацию кремнисто-глинистых турбидитов. Во впадине Блейк-Багама четвертичные гемипелагические осадки залегают на карбонатных отложениях гравитационных потоков (см. рис. 2, скв. 391).

Формация гемипелагических глин перекрыта плиоцен-плейстоценовыми терригенными турбидитами (абиссальная равнина Сом, участки континентального склона, например в районе скв. 106) или мергельными илами (склоны Бермудской возвышенности, скв. 9), а в ряде случаев выходит на поверхность дна. Возраст формации миоцен-плиоценовый, в некоторых районах миоцен-плейстоценовый или голоценовый.

Своеобразны условия залегания формации. На разрезах, построенных по результатам 11-го рейса "Гломара Челленджера" [Lancelot et al., 1972], показано прислоненное к континентальному склону призмобразное тело с субгоризонтальной подошвой и пологонаклонной кровлей, мощность которого увеличивается в сторону континента (рис. 8). В скважине 101 она порядка 200 м, а в скважине 106 — 900 м, продолжая увеличиваться вверх по склону. Предполагаемая по геофизическим данным мощность аккумулятивных тел внешних хребтов (в значительной мере сложенных гемипелагическими глинами) достигает 2–2,5 км. Тела эти имеют форму вытянутых под углом к континентальному склону почти прямолинейных валов, к подножиям которых мощность рыхлых осадков над горизонтом А сокращается до 0,5–1 км или менее [Ewing, Hollister, 1972].

На подножиях гор Новой Англи формация гемипелагических глин образует прислоненные к склону пологонаклонные аккумулятивные тела (рис. 9), мощность которых, пробуренная в скважине 382, составляет 122 м, а в скважине 385–138 м. От склонов ко дну абиссальной равнины Сом, судя по сейсмопрофилям, мощность акустически "прозрачных" слоев несколько сокращается. Под горизонтальнослоистыми турбидитами они залегают плащеобразно, облекая неровности рельефа подстилающего отражающего горизонта.

На абиссальных равнинах южной части региона, за пределами континентального подножия, вероятная мощность формации порядка 200 м. В скважинах 8 и 9 она из-за редкого отбора зерна прямо не фиксируется, но, вероятно, достигает 250–300 м.

### Формация пелагических глин

Пелагические глины Северо-Американской котловины (как и большинства других районов Атлантического океана, где они выделяются) принадлежат к миопелагическому типу, переходному от собственно пелагических (эпелагических) глин к терригенным глинистым осадкам [Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа и др., 1976]. По сути дела это те же терригенные глины, но отличающиеся отсутствием (или слабыми проявлениями) раннедиагенетической редукционной зоны и как следствие коричневым цветом, а также медленными темпами накопления. Выделение их в отдельную формацию в данном районе диктуется не столько обособленностью геологических тел, сколько определенной фациальной позицией, занимаемой этим типом осадков.

При выделении пелагических глин в южной части Северо-Американской котловины на картах современных осадков [Емельянов и др., 1975] использовались критерии, не совсем точно соответствующие тем, которые применялись в других океанах (отсутствие редукционной зоны, малые скорости осадконакопления, наличие характерных аутигенных минералов). Не вполне уверенно выделяются пелагические глины и по описаниям кернов скважин. Все же нет сомнений, что миопелагические глины в данном районе действительно имеются. Ближе всего соответствуют им верхние слои коричневых глинистых осадков в скважинах 6, 387, 417А и 417D. Менее уверенно можно отнести к формации пелагических глин сильно нарушенные при бурении осадки в пер-вых сверху кернах скважин 4, 5 и 7. В последних трех (при очень редком

опробовании) коричневые глинистые илы переслаиваются с известковыми и мергельными пелагическими осадками, а иногда содержат прослой кварцевых алевритов. По этим данным формация развита в пределах равнины Гаттерас и пологого порога к югу от Бермудской возвышенности.

Пелагические глины в этом районе залегают над эоценовыми кремнисто-глинистыми турбидитами, по-видимому, с перерывом. В скважине 387 выделяется пачка радиоляриевых глин гемипелагического облика (верхний эоцен — верхний олигоцен), переход от которых к пелагическим глинам может быть постепенным. В скважинах 4 и 5 под слоями, отнесенными к формации пелагических глин, залегают пелагические известняки и мергели верхнего мела с признаками пестроцветных пород (карбонатные аналоги пестрых глин?), быстро сменяющиеся книзу альб-сеноманскими черными глинами. Здесь под пелагическими глинами очевиден длительный перерыв.

Микропалеонтологические остатки в наиболее типичных разностях пелагических глин крайне редки, и биостратиграфические датировки их базируются главным образом на карбонатных прослоях, где не исключено переотложение. В большинстве случаев устанавливается возрастной интервал формации от олигоцена до плейстоцена. Нижний предел возраста при этом малонадежен и, возможно, не древнее плиоцена. В некоторых скважинах (4, 7, 417А, 417А) определен лишь плиоцен-плейстоценовый возраст отдельных горизонтов.

Наибольшая мощность формации установлена в скважинах 417А и 417Д (112–130 м), в других случаях она варьирует от первых десятков до 100 м.

### **Кремнисто-карбонатная формация отложений гравитационных потоков (лавинная) впадины Блейк-Багама**

Мощная толща мелоподобных известняков и мергелей с интракластами радиоляриевых глин, переслаивающихся с турбидитами и чистым мелом, была пробурена на дне небольшой замкнутой котловины (впадины Блейк-Багама) у подножия крутого уступа плато Блейк в 44-м рейсе "Гломара Челленджера" (см. рис. 1, 2 скв. 391). По сейсмическим данным и колонкам поршневых грунтовых трубок она прослеживается в пределах всей абиссальной равнины на дне котловины [Benson, Sheridan *et al.*, 1978].

Формация залегают с большим стратиграфическим перерывом и, вероятно, размывом на поверхности меловых пестроцветных глин. Подошва ее отмечена на сейсмопрофилях отражающим горизонтом А. Около 57 м ниже кровли формации прослеживается четкий отражающий горизонт М, соответствующий поверхности верхнего интервала мела с интракластами. Кроме того, выделяется еще один отражающий горизонт внутри формации, совпадающий с кровлей нижней пачки мела с интракластами под слоем радиоляриевых глин. Сейсмические скорости в породах формации варьируют в пределах от 1,55 до 3,68 км/сек, составляя в среднем 2,58 км/сек для верхней пачки мелов и 2,25 км/сек для нижней [Sheridan *et al.*, 1978].

По сейсмическим данным отложения гравитационных потоков, слагающие данную формацию, распространены на большей части дна впадины Блейк-Багама от уступа плато Блейк до аккумулятивного вала (внешнего хребта), который служил, по-видимому, барьером, препятствовавшим распространению потоков дальше в океан [Benson, Sheridan *et al.*, 1978]. У подножия вала формация латерально сменяется гемипелагической глинистой (см. рис. 2).

Формация перекрыта плейстоценовыми гемипелагическими известковистыми глинами. Возраст формации миоценовый, суммарная мощность 500 м.

### **Терригенная турбидитная формация**

Плейстоцен-голоценовые терригенные турбидиты покрывают абиссальную равнину Сом между цепью подводных гор Новой Англии и континентальным склоном Ньюфаундленда на глубинах 5000–5200 м. Здесь они четко прослеживаются на сейсмопрофилях в виде горизонтально-слоистого акустически "непрозрачного" слоя на пологоволнистой поверхности "прозрачного" слоя,

представленного миоценовыми гемипелагическими глинами. Скважиной 382 пробурен край турбидитного тела на месте его выклинивания при подходе к склону подводной горы Нэшвилл. Скважина 383 вошла на 53 м в турбидитные пески в центре равнины Сом и была в них приостановлена.

Турбидиты абиссальной равнины Сом сложены олигомиктовым полевошпатово-кварцевым песчано-алевроитовым материалом и терригенным глинистым веществом в виде ритмичнослоистой толщи со всеми характерными признаками отложений суспензионных потоков. Эта четко обособленная формация имеет мощность (по сейсмическим данным) порядка 300–500 м. В скважине 382 мощность их равна 232 м, а нижний контакт с гемипелагическими глинами находится вблизи границы плейстоцена – плиоцена.

В той или иной мере обособленные тела песчано-алевроитово-глинистых турбидитов и контуритов широко распространены на континентальном склоне и его подножии, где образуют самый верхний слой осадочной толщи. Типичные примеры таких толщ мы имеем в районе мыса Гаттерас (скв. 106 и 388).

Скважина 106 пробурена на горизонтальной ступени в теле осадочной приемы континентального подножия, где сейсмопрофилированием выявлена заполненная горизонтальнослоистой акустически "непрозрачной" толщей пологая впадина. Пройдено 119 м плейстоценовых осадков, представленных терригенными полевошпатово-кварцевыми песками и алевроитами, алевроитово-глинистыми и глинистыми илами. Хотя текстура осадков при бурении полностью нарушена, толща уверенно интерпретируется как турбидитная [Lancelot e. a., 1972].

В скважине 388, пробуренной на гребне невысокого аккумулятивного вала на континентальном подножии, вскрыта по меньшей мере 54-метровая толща чередующихся терригенных глин, алевроитово-глинистых и алевроитовых осадков, обычно слабоизвестковистых (вплоть до мергельных илов с содержанием  $\text{CaCO}_3$  30–45%). Она заметно отличается от нижележащих миоценовых гемипелагических глин и залегает на них, возможно, с перерывом. Возраст осадков (в пределах опробованного интервала) – ранний плейстоцен – голоцен.

### Мелководные карбонатные формации

Мелководные отложения, имеющие узколокальное распространение, в данной работе не рассматриваются, и мы ограничимся здесь лишь краткой характеристикой двух литологически сходных и почти одновозрастных карбонатных толщ – нижнемеловых рифово-лагунных комплексов внешнего края плато Блейк (скв. 390, 392) и хребта Джи-аномалии (скв. 384).

Существование мощного тела барьерного рифа под внешним краем плато Блейк было предсказано на основании данных сейсмопрофилирования [Sheridan, 1974] и подтверждено драгированием обломков рифовых известняков с уступа его склона [Heczen, Sheridan, 1966; Sheridan e. a., 1971]. Предполагалось, что здесь протягивается цепь меловых барьерных рифов, окаймляющая с севера Мексиканский залив, через Кубу и Багамские острова [Paulus, 1972; Meyerhoff, Hatten, 1974].

В 44-м рейсе "Гломара Челленджера" [Benson, Sheridan e. a., 1978] было предпринято несколько попыток бурения древних погребенных рифов на выступе плато Блейк (Blake Nose), которые в двух точках оказались успешными (скв. 390, 392). Хотя настоящие рифовые известняки и не были обнаружены, под пелагическими карбонатными осадками апт-альбского возраста вскрыты мелководные известняки лагунных и прибрежно-островных фаций.

В скважине 390 это микрокристаллический известковый материал, раздробленный до размера алевроита при бурении, с фрагментами белых и светло-серых известняков. Изучение известняков в шлифах и в отраженном свете выявило в их составе слепки мелководной донной фауны при полном отсутствии остатков пелагических микроорганизмов, а также оолиты, фекальные комочки. Пористость известняков вызвана растворением карбоната, т.е. происходила перекристаллизация биогенного карбонатного материала [Benson, Sheridan e. a., 1978; Enos, Freeman, 1978].

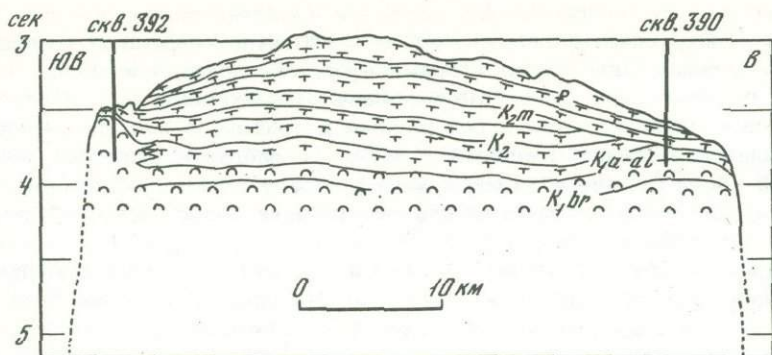


Рис. 10. Условия залегания карбонатных формаций на выступе плато Блейк по отражающим сейсмическим горизонтам (Benson, Sheridan e.a., 1978)  
Условные обозначения см. на рис. 1

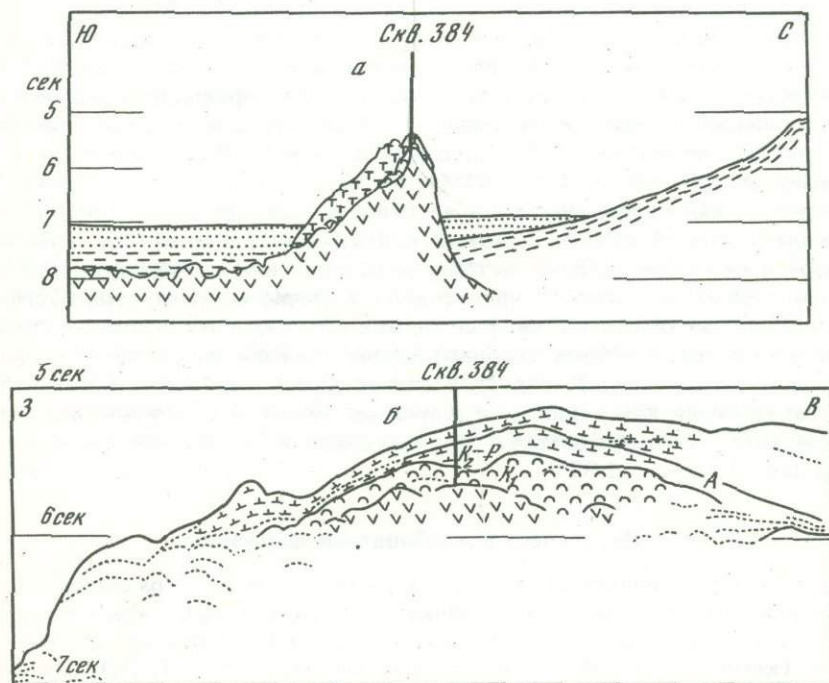


Рис. 11. Условия залегания карбонатных формаций на гребне хр. Джи-аю-мали по отражающим сейсмическим горизонтам (Tucholke, Vogt e.a., 1979)  
Условные обозначения см. на рис. 1

Кровля мелководных известняков отмечена сейсмическим отражающим горизонтом, залегающим несогласно с вышележащими горизонтами. Возраст их предположительно барремский или древнее судя по датировкам вышележащих слоев наннопланктонных илов. Между мелководными и пелагическими карбонатными породами, вероятно, имеется перерыв, нашедший отражение в пестроцветных нижних горизонтах пелагических илов апт-альбского возраста (см. гл. V).

В скважине 392 мелководные известняки были вскрыты под пелагическими нанномелами (барремского возраста) на глубине 90 м от дна и пробурены до 349 м. Здесь они соответствуют рифовому массиву, выделенному на сеймопрофилях (рис. 10). Разрез известняков представлен несколькими генетически различными слоями. Сверху лежат ожезненные корки с лимонитовыми (?) ооидами и раковинным детритом, под которыми выделяется 120-метровый

интервал неправильнослоистых пористых известняков, содержащих фекальные комочки и интракласты, пелитоморфное известковое вещество и сравнительно редкие остатки донной фауны (фораминифер, гастропод, пелелипод, кораллов) и зеленых водорослей (?). Ниже залегает 30-метровый слой оолитовых известняков с интракластами и раковинным детритом, а под ним — перекристаллизованные известняки мощностью 107 м со слепками раковин. Возраст пробуренной части формации добарремской, условно неокомской. Кровля их совпадает с отражающим горизонтом над акустически "непрозрачным" телом предполагаемого рифового массива.

В скважине 384 [Tucholke, Vogt e. a., 1979] на гребне небольшого асимметричного хребта, возвышающегося над абиссальной равниной Сом и именованной по проходящей через него магнитной аномалии хребтом *Джи-аномалии*, формация мелководных (лагунных) известняков была вскрыта под пелагическими наннопланктонными осадками маастрихтского возраста. Возраст самих известняков по предварительным данным находится в пределах от сантона до апта (?). Удалось пробурить всю толщу мелководных известняков до базальтового основания. Мощность формации в точке скважины равна 123 м (рис. 11, а).

Формация залегает, судя по интерпретации сейсмопрофиля, на резко расчлененной поверхности базальтового основания (толеит-базальтовой формации раннемелового срединного хребта) и несогласно перекрыта мелководными мягкими пелагическими известняками. Мощность мелководных известняков, вероятно, достигает 200–300 м, а может быть, и более. На склонах хребта формация выклинивается (рис. 11, б).

Значительная нарушенность керна и небольшой его выход препятствуют выяснению деталей строения формации. По раздробленному при бурении до размера песка известковому детриту и разрозненным обломкам устанавливаются характерные особенности известняков: наличие интраклатов биомикрита со слепками растворенных раковин пелелипод, частично доломитизированных; крупных скелетных обломков донной фауны (пелелипод, гастропод, морских ежей, кораллов, мшанок), перекристаллизованный карбонатный цемент; признаки растворения известняков метеорными водами и вторичной доломитизации, что, вероятно, свидетельствует об их нахождении в субаэральных условиях [Tucholke, Vogt e. a., 1979].

### Пелагические карбонатные формации

Как известно, пелагические карбонатные формации, сложенные остатками известкового наннопланктона и планктонных фораминифер, накапливаются в умеренно глубоководных условиях на подводных возвышенностях, выше критической (компенсационной) глубины карбоната накопления (КГК), при отсутствии интенсивного поступления терригенного материала. Такие условия существовали в рассматриваемом регионе после образования древней карбонатной формации (баррем — апт) только на ограниченных площадях, главным образом по периферии Северо-Американской котловины. Скважинами "Гломара Челленджера" вскрыты пелагические карбонатные формации выступа плато Блейк (скв. 390, 392), хребта *Джи-аномалии* (скв. 384), района к северу от Багамских островов (скв. 4, 98, 99) и западного фланга Срединно-Атлантического хребта (скв. 10, 11). На подножии Бермудской возвышенности в скважинах 9, 386 пройдены толщи мергельных осадков, представляющие периферийные части неоген-четвертичной карбонатной формации, покрывающей это поднятие.

На выступе плато Блейк и на хребте *Джи-аномалии* пелагические карбонатные формации сравнительно небольшой протяженности залегают с перерывом на поверхности мелководных известняков. Они представлены почти непрерывными разрезами наннопланктонных известковых осадков с большей или меньшей примесью терригенного глинистого материала и фораминифер.

На выступе плато Блейк (скв. 390, 392) разрез начинается с нижнемеловых (баррем или апт — альб) нанноиллов и продолжается вверх до эоцена (мощность 160 и 90 м). Расчлененная многочисленными отражающими гори-

зонтами толща имеет в разрезе (см. рис. 10) вид очень пологого купола с максимальной мощностью в центре выступа. На краях выявляется угловое несогласие и размыв между нижнемеловыми и кампан-маастрихтскими слоями. На этом основании можно выделить две подформации, несколько отличающиеся по литологии.

Нижняя подформация, которая в центре выступа, вероятно, распространяется вверх до сантона - коньяка, представлена в скважинах 390 и 392 барремскими и апт-альбскими пестроцветными мергельными нанноилами, а в скв. 392 - также темно-серыми мергельными илами (апт - альб), вероятными более мелководными аналогами черных глин дна котловин. Верхняя подформация (от кампана - маастрихта до эоцена) отличается более высокой карбонатностью (в среднем около 75%), светлой окраской. Отдельные слои содержат цеолиты (датский ярус), кремнистые биогенные остатки (эоцен) или диагенетические кремни (палеоцен). Над эоценовыми отложениями выявлены перерыв осадконакопления и размыв, продолжающийся и в настоящее время.

На хребте Жи-аномалии в скважине 384 вскрыт непрерывный разрез пелагических карбонатных осадков - известковых и мергельных нанноиллов или их полулитифицированных разновидностей (мелов) от маастрихта до эоцена мощностью 200 м.

На фланге Срединно-Атлантического хребта в скважине 10 450-метровый разрез пелагических карбонатных осадков от маастрихта до неогена залегает на поверхности толеит-базальтовой формации "фундамента". По редким кернам намечается трехчленное строение формации: сверху (неоген - олигоцен) и снизу (кампан - маастрихт) залегают наннопланктонные известковые илы, а между ними (эоцен - олигоцен) - кремнисто-известковые слои. В скважине 11, близ гребня хребта, с поверхности дна вскрыты плиоцен-плейстоценовые фораминиферо-кокколитовые известковые илы, а над базальтовым фундаментом залегают фораминиферо-наннопланктонные мелы среднего миоцена бледно-коричневого цвета. Известковыми пелагическими осадками, вероятно, сложен весь разрез мощностью 284 м. Распространение пелагической карбонатной формации на фланге Срединно-Атлантического хребта подтверждено многочисленными грунтовыми колонками, которыми вскрыты в основном верхнеплейстоценовые отложения. В их составе, кроме пелагических, встречены также известковые биотурбидиты.

## ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В составе формаций северо-западной части Атлантического океана встречаются следующие главные группы пород: а) терригенные обломочные (пески, алевроиты); б) глинистые и обломочно-глинистые (гемипелагические глины, глинистые слои турбидитов, пелагические глины, глины, обогащенные органическим веществом, пестроцветные глины, глины, образованные по вулканогенному материалу); в) карбонатные (рифовые и лагунные известняки, планктоногенные илы, известняки, мергели, известковые турбидиты, мелоподобные известняки с интракластами, тонкослойчатые известняки неясного происхождения); г) кремнистые и кремнисто-глинистые (пелагические радиоляриевые глины, радиоляриевые и спикуловые породы в кремнисто-глинистых турбидитах, диагенетические кремнистые породы); д) вулканокластические и вулканоздафогенные (базальтовые брекчии, песчаники, алевролиты).

Породы в разной степени литифицированы. Встречаются разности от мягких водонасыщенных илов, находящихся на ранних стадиях диагенеза, до крепких микрокристаллических известняков, окремнелых аргиллитов, кремней, прочно сцементированных песчаников. Вопросами диагенеза и эпигенеза авторы специально не занимались. Описание литифицированных пород ведется наряду с нелитифицированными главным образом с целью восстановления их первично-осадочной природы; проявления вторичных изменений рассматриваются лишь попутно.

В данной главе приведены результаты макроскопического (на борту "Гломара Челленджера" и в лабораторных условиях по собранным образцам) и микроскопического (в петрографических шлифах и препаратах-мазках) изучения главных типов пород осадочных формаций. Некоторые образцы изучались под сканирующим электронным микроскопом. Работа выполнена авторами по образцам, полученным в 43-м и 44-м рейсах "Гломара Челленджера", а также использованы данные седиментологов, принимавших участие в этих рейсах [Tucholke, Vogt e. a., 1979; Benson, Sheridan e. a., 1978].

Мы решили вести описание пород по выделенным в главе I формациям, а не по петрографическим группам, что влечет за собой некоторые повторения, но дает более полное представление о формациях как естественных парагенетических ассоциациях пород.

#### Подформация красных известняков и мергелей древней карбонатной формации

Породы этой примечательной во многих отношениях древнейшей красноцветной толщи (оксфорд - киммеридж) были впервые подняты со дна Атлантического океана в 11-м рейсе "Гломара Челленджера" в двух районах - на юге (район Кэт Гэп, скв. 99, 100) и на подножии континентального склона в районе мыса Гаттерас (скв. 105). В Первичном отчете экспедиции приведено довольно подробное описание пород этой формации, включая минеральный состав и осадочные текстуры [Lancelot e. a., 1972; Hollister, Ewing e. a., 1972]. Д. Бернулли [Bernoulli, 1972] сопоставил подформацию с фацией Ammonitico Rosso в Альпах.

Мы изучали породы красноцветной карбонатной подформации в скважине 391С, пробуренной на дне впадины Блейк-Багама. Она представлена здесь двумя пачками: верхней, преимущественно известняковой (47 м), и нижней — глинисто-мергельной (41 м).

Верхняя пачка (керны 45–49, глубина 1324–1371 м) сложена переслаивающимися розовыми и светло-серыми известняками (содержание  $\text{CaCO}_3$  82–94%), красными и серыми мергелями ( $\text{CaCO}_3$  37–62%) и темными красновато-коричневыми известковистыми глинами ( $\text{CaCO}_3$  9–26%) с маломощными (сантиметровыми) прослоями зеленовато-серых глин и мергелей. В целом доминируют красноватые цвета, хотя серые и зеленоватые прослои довольно многочисленны, особенно в верхней части, близ перехода к вышележащим серым известнякам. Вся пачка имеет пестрый полосчатый облик за счет чередования прослоев разных оттенков мощностью по несколько сантиметров. Полосчатость носит нечетко ритмичный характер. Глинистые прослои мощностью от сантиметра до 10–20 см встречаются то через 30–50 см, то через 70–100 см. В верхней части пачки их меньше, чем в нижней, но в общем они подчинены известнякам.

Выделяются две текстурные разновидности пород — массивные известняки, интенсивно переработанные илоедами (биотурбиты), и микрослойчатые известняки, мергели, глины. В глинах обычна сланцеватость.

В шлифах описаны пелитоморфные известняки и мергели с микрокристаллическим кальцитом. В микрослойчатых разностях наблюдаются тонкие субпараллельные напластованию линзы глинистого материала и рассеянные в массе породы чешуйки гидрослюды. Часто встречаются замещенные карбонатом радиоларии.

В шлифе из керна 49, секция 2 мы имеем пример микрослойчатой красновато-коричневой известковистой глины (28,9%  $\text{CaCO}_3$ ). Основная масса породы представлена агрегатом ориентированных субпараллельно чешуек гидрослюды, в котором рассеяны кокколиты и микроскопические зерна ближе не определенного кальцита. Встречаются единичные радиоларии, замещенные кальцитом. Обломочная примесь (1–2% от массы породы) представлена мелкоалевритовыми и пелитовыми зернами кварца. Наблюдаются чешуйки гематита. Микрослойчатость обусловлена судя по шлифу неравномерностью окраски (распределения субмикроскопического гематита?).

Нижняя пачка (керны 50–54, глубина от дна 1371–1412 м) описана по сильно нарушенным образцам, при неполном выходе керна. Она представлена темно-красновато-коричневыми плотными, ломкими, слегка сланцеватыми известковистыми глинами и мергелями, местами с тонкими коричневато-серыми и оливково-серыми прослоями. Отмечаются тонкие серые линзочки, обогащенные мелким алевритом. Встречены отпечатки аммонитов. Карбонатность пород колеблется в пределах 14–69% (в среднем 20–40%) и обусловлена присутствием остатков наннопланктона.

В шлифах красных мергелей видна тонкозернистая глинисто-карбонатная порода. Пелитоморфный (кокколитовый) карбонатный материал наполнен чешуйками гидрослюды, распределенной равномерно по всей породе. Наблюдаются единичные зерна кварца, мельчайшие выделения рудного минерала, вероятно, гематита.

Зеленовато-серый прослой представлен слабоизвестковистой (14%  $\text{CaCO}_3$ ) глиной. Пелитоморфный карбонат (кокколитовый) рассеян в глинистой массе с отчетливыми субпараллельно ориентированными чешуйками гидрослюды. Видны рассеянные и концентрирующиеся в тонкие прослои фюзенизированные растительные остатки. Обрывки органического вещества ориентированы параллельно напластованию, подчеркивая сланцеватый облик породы. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в образце повышенное (0,79%). Наблюдаются редкие зерна пирита.

По единодушному мнению всех исследователей, красноцветные отложения верхней юры имеют глубоководную пелагическую природу, что подтверждается присутствием остатков только пелагических организмов (кокколиты, радиоларии, аммониты), незначительным содержанием обломочного терригенного материала, низкими скоростями накопления.

## Сероцветная подформация древней карбонатной формации

Сероцветную подформацию мы изучали в кернах скважин 387 к западу от Бермудской возвышенности и 391С во впадине Блейк-Багама. В первой из них она имеет мощность 202 м (588–790 м от поверхности дна) и залегает на базальтовом фундаменте, во второй имеет мощность 323 м (1001–1324 м от поверхности дна) и связана постепенным переходом с нижележащей красноцветной подформацией. Петрография известняков изучена участниками 44-го рейса Т. Фримэном и П. Иносом [Freeman, Enos, 1978], а также Л. Пастурэтом, П. Роте и др. [Tucholke, Vogt e. a., 1979; Benson, Sheridan e. a., 1978]. Наши описания дополняют эти данные, не внося в них принципиальных изменений.

В скважине 391 во впадине Блейк-Багама при описании керна были выделены четыре пачки сероцветных карбонатных пород. Нижняя из них имеет титонский возраст, три верхние – неоконский. Различия между пачками заключаются главным образом в количественных соотношениях разных переслаивающихся типов пород, по существу одинаковых во всех четырех (рис. 12). Это массивные светлые голубовато-серые известняки со следами илоедов (биотурбиты); тонкослойчатые известняки и мергели от светло-серых (высококарбонатных) до темно-серых (глинистых); известковистые сланцеватые глины, богатые органическим веществом, от темно-серых до черных. В верхней пачке, кроме того, выделяются алевритистые слои с кварцевым алевритом, иногда с косою слоистостью, а также относительно грубозернистые слои с ясно выраженной градационной текстурой.

Верхняя 122-метровая пачка (валанжин – готерив – баррем) отличается преобладанием известковых турбидитов, обилием мергелей и известковистых глин, обогащенных органическим веществом, и незначительным развитием чистых массивных известняков. Здесь выделяются неполные турбидитные ритмы Баума [Bauma, 1962] мощностью 10–50 см.

Базальные слои турбидитов образованы комковатыми известняками, обогащенными терригенным песчано-алевритовым материалом с градационной текстурой. Комки представляют собой оолитоподобные стяжения (псевдоолиты) пелитоморфного карбоната размером 0,2–1 мм сферической, овальной или неправильной формы. Встречаются также настоящие оолиты диаметром 0,3–0,4 мм, в которых ясно видна кристаллизация карбоната вокруг зерен кварца. Наблюдаются также пленки кальцита на крупных зернах кварца. Иногда отмечаются обломки оолитов. В породах много обломков раковин брахиопод, фрагментов иглокожих, многокамерных донных фораминифер. Некоторые биогенные обломки слегка окатаны и окружены ободками гранулированного микрокристаллического кальцита. Обломочная примесь составляет около 10%, представлена угловатыми зернами кварца и единичными зернами плагиоклаза, мусковита, мусковита. Обилен пирит в виде микроглобул и кубических кристаллов. Пиритовые пленки наблюдаются на некоторых зернах кварца. Породы сцементированы средне-крупнокристаллическим кальцитом.

Кверху от оснований ритмов градационные базальные слои становятся более тонкозернистыми. Породы состоят здесь из комочков пелитоморфного карбоната диаметром 0,1–0,2 мм, сцементированных микрокристаллическим кальцитом. Количество алевритового материала (кварца, слюды) уменьшается до 5%; меньше, чем в базальном слое, также фораминифер и обломков раковин брахиопод.

Выше градационных комковатых известняков в ритмах турбидитов залегают тонкослойчатые, часто косослойчатые, темно-оливково-серые до черных мергели и известковистые глины, обогащенные органическим веществом и пиритом. Глины гидрослюдистые, с небольшой примесью кварца, мусковита, глауконита.

В ритмах иного типа, играющих существенную роль в средней части пачки (керны 16–17), базальные слои представлены кварцевыми песчаниками с известковым цементом. Песчаники средне-мелкозернистые, довольно хорошо отсортированные, олигомиктовые. Обломочный материал представлен кварцем (75–80%), натриево-калиевыми полевыми шпатами (10%), плагиоклазом (5–

Рис. 12. Главные текстуры пород сероцветной подформации древней карбонатной формации

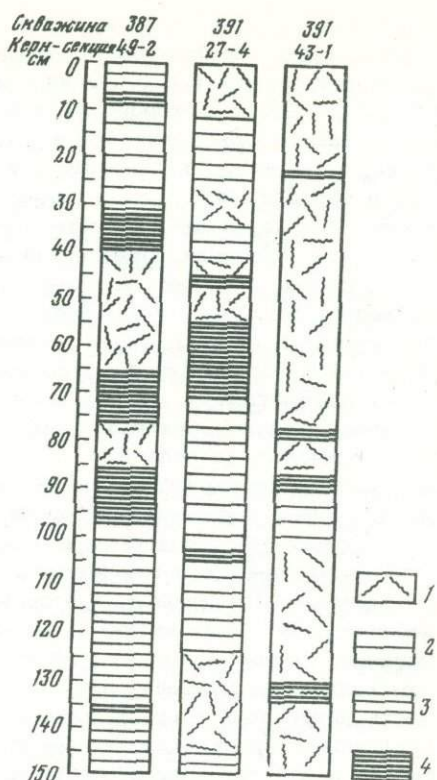
1 - массивные известняки с ходами роющих организмов; 2 - тонкослойчатые известняки; 3 - тонкослойчатые мергели; 4 - тонкослойчатые известковые глины

10%), обломками пород (3%), мусковитом (2%). Зерна кварца угловатые, реже полуокатанные, нередко корродированные карбонатным цементом. Зерна полевых шпатов таблитчатые, иногда слегка окатанные. Присутствуют аксессуарные минералы: циркон, сфен, эпидот. Встречен в единичных зернах глауконит. В некоторых слоях встречаются комки пелитоморфного карбоната, подобные описанным выше. Цемент кальцитовый, составляет 20-30% породы; тип цементации - базальный, иногда пойкилитовый.

В верхних частях ритмов песчаники переходят в известковистые алевролиты (около 30%  $\text{CaCO}_3$ ) нередко с линзами черных глин. В других случаях выделяются интервалы тонкослойчатых алевролитистых мергелей или известковистых глин. Верхние части ритмов, там, где они развиты, представлены гомогенными серыми пелитоморфными мергелями или глинистыми известняками, в кровле иногда с обильными ходами илоедов (пелагические слои?). В шлифе из ядра 16, секция 3 (104-107 см) наблюдается контакт песчаника с подстилающим известняком предшествующего ритма. Контакт резкий даже в шлифе. Известняк микрозернистый, содержит большое количество мелких выделений пирита. Встречаются единичные радиолярии, выполненные пиритом. Песчаник разномиктовый, олигомиктовый, кварцевый, с мелкокристаллическим базальным кальцитовым цементом.

Вторая (сверху) пачка сероцветной карбонатной подформации в скважине 391 (поздний берриас - ранний валанжин) мощностью 96 м представлена переслаиванием тонкослойчатых от светло-серых, оливково-серых до темно-серых известняков и мергелей, местами переходящих в черные сланцеватые аргиллиты со светлыми голубовато-серыми известняками, содержащими обильные ходы роющих животных. Прослой тонкослойчатых глинисто-карбонатных пород мощностью в десятки сантиметров преобладают над массивными известняками, создавая характерный облик второй пачки. Слоистость отличается нередко удивительной упорядоченностью и проявляет черты цикличности разных порядков. Визуально выделяется отчетливая параллельная миллиметровая микрослойчатость. Изучение одного типичного 21-сантиметрового интервала слойчатых известняков показало [Greeman, Elos, 1978], что в среднем в 1 см укладывается 67 таких слоев. Микрослойки группируются в пакеты примерно сантиметровой толщины, иногда с чертами ритмичности или своеобразной градиционной текстуры, выражающейся в постепенном убывании снизу вверх относительной доли темных микрослойков. Выделяются также группы слоев промежуточной толщины по 1-3 мм и более крупные (несколько сантиметров).

В шлифах микрослойчатая текстура выражена тонким переслаиванием карбонатного и глинистого вещества (см. Приложение, табл. I, в). Мощность слоев варьирует в пределах 0,05-0,5 мм. Они параллельные, прямолинейные или слабоволнистые. Слоистые породы распадаются на тонкие пластины по напластованию. Вдоль поверхностей растрескивания наблюдается интенсив-



ная темно-коричневая пигментация. Глинистые слои сложены гидрослюдой параллельной ориентировки с примесью обломочного алеврита не более 5%. Карбонатные слои состоят из микрозернистого, преимущественно кокколито-вого, кальцита, в котором рассеяны более крупные его зерна и чешуйки слюды. Фораминиферы практически отсутствуют. Встречены редкие остатки радиолярий, замещенные кальцитом, а иногда покрытые пиритом. Пирит рассеян в массе пород и сосредоточен вдоль трещин отдельности параллельно напластованию. Иногда по этим трещинам развит халцедон.

В одних образцах тонкослойчатых пород преобладает карбонатный материал, в других, наоборот, карбонатные слои заключены в массе черной гидрослюдистой глины, содержащей многочисленные обрывки фюзенизированной растительной ткани и ярко-оранжевые смоляные тельца. В одном шлифе микрослойчатый известняк заметно доломитизирован, содержит идиоморфные кристаллы доломита.

Происхождение микрослойчатости не выяснено. Больше всего она напоминает сезонную, но подсчеты по средним скоростям осадконакопления в этой достаточно хорошо датированной пачке показывают, что на каждый слой нижшего порядка приходится интервал времени около 6 лет [Freeman, Enos, 1978], что противоречит представлению о сезонной микрослойчатости.

Светло-серые крепкие неслоистые известняки четко обособлены от микрослойчатых. В образцах, а особенно на пришлифовках в них видно сплошное переплетение ходов роющих организмов (биотурбация). В шлифах это пелитоморфный микрокристаллический известняк. Встречаются, иногда в значительном количестве, замещенные кальцитом сферические остатки радиолярий. Часть радиолярий покрыта пленкой пирита или целиком замещена пиритом. Наблюдаются редкие растительные остатки. Хотя структура кокколитов в шлифах не видна, по размеру зерен кальцита и общему пелагическому облику пород можно догадаться, что это перекристаллизованные биогенные наноизвестняки.

В третьей пачке мощностью 37 м (поздний титон - ранний берриас) преобладают массивные известняки (биотурбиты) с высокой карбонатностью (в среднем 92%  $\text{CaCO}_3$ ). В подчиненном количестве встречаются микрослойчатые глинисто-карбонатные породы и темно-серые глины, обогащенные органическим веществом. В шлифах массивных известняков наблюдается пелитоморфный карбонат со спорадически встречающимися линзочками перекристаллизованного кальцита. Встречаются редкие растительные остатки, замещенные пиритом. По трещинам развиваются халцедон и пирит.

Нижняя, четвертая, пачка мощностью 67 м (поздний титон) сходна с третьей, но отличается более четким разделением белых чистых известняков (биотурбитов) и редких темных глинистых прослоев при отсутствии промежуточных разностей пород. В шлифах известняков отмечены особенно многочисленные радиолярии, замещенные кальцитом. В глинистых прослоях много растительных остатков и пирита.

В целом описанный разрез сероцветной подформации отражает переход от преимущественно пелагических условий в позднем титоне - берриасе к обстановке (пока нам неизвестной), когда происходило накопление тонкослойчатых пород в позднем берриасе - раннем валанжине, и к накоплению карбонатных, а отчасти терригенных турбидитов в валанжине - готериве. Турбидиты включают переотложенный мелководный материал (обломки раковин, оолиты), но они, по-видимому, более глубоководные по сравнению с нижележащими пелагическими известняками, так как в верхней части турбидитных ритмов нередко залегают глинистые и мергельные слои, отложившиеся, вероятно, близко к КГК, в подошве - высококарбонатные, принесенные с малых глубин. Массивные известняки (биотурбиты) образовались на месте в результате гемипелагического осадконакопления, явно выше КГК. Но это также, безусловно, глубоководные отложения.

В скважине 387, расположенной севернее и дальше от континентального склона, сероцветная подформация мощностью 208 м охватывает возрастной интервал от раннего валанжина или позднего берриаса до баррема. В составе

пород преобладают известняки, в подчиненном количестве встречаются мало-мощные прослои тонкослойчатых оливково-серых (до черных) известковистых глин и мергелей. В разрезе наблюдается более или менее упорядоченное ритмично повторяющееся (ритмы мощностью от нескольких до 30-40 см) чередование четырех главных разновидностей пород (см. рис. 12).

1. Белые или светло-голубовато-серые твердые массивные известняки с многочисленными ходами илоедов (биотурбиты), содержащие обычно более 90% (максимально до 99,5%)  $\text{CaCO}_3$ , представленного микрокристаллическим кальцитом. Небольшая примесь глинистых минералов (1-6%) и кварца (1-2%) определена дифрактометрическим методом. В нижней (надбазальтовой) части подформации (керны 45-49) эти известняки заметно доломитизированы (до 10% доломита). В породах рассеяны радиолярии, замещенные кальцитом. Известняки-биотурбиты появляются впервые в керне 39 на 624-м метре от дна, а в кернах 41-47 (640-750 м) они доминируют в разрезе (правда, при очень плохом выходе керна более мягкие глинистые слои могли избирательно разрушаться в процессе бурения).

2. Светло-серые тонкослойчатые, часто ритмично-слоистые глинистые известняки и мергели ( $\text{CaCO}_3$  50-88%), похожие на описанные в скважине 391. Тонкослойчатые глинисто-карбонатные породы доминируют в нижней части разреза (782-791 м, берриас), довольно много их также в верхней части (керны 38-40, 590-640 м, готерив - баррем), мало - в средней (валанжин).

В шлифе микрослойчатый мергель из керна 40, содержащий 67%  $\text{CaCO}_3$ , состоит из чередующихся параллельных слоев разных порядков (вплоть до десятых долей миллиметра), более глинистых, обогащенных органическим веществом, и более карбонатных. Встречены редкие остатки радиолярий, замещенные пиритом и кальцитом, кристаллики доломита, аморфные трещиноватые оранжево-бурые смоляные тельца (?).

В надбазальтовом нижнем слое (кern 49) микрослойчатые мергели и известняки заметно доломитизированы, содержат сидерит. Доломит и сидерит более обильны в карбонатных слоях, но встречаются и в глинистых. Отмечаются тонкие жилки кристаллического кальцита. Пелитоморфный карбонат основной массы пород представлен частично кокколитами, частично неопределенными зернами. В нижней слоистой пачке встречены довольно крупные (до сантиметровых) обломки обуглившейся древесины, аптихи и отпечатки раковин аммонитов.

3. Оливково-серые, темно-зеленовато-серые до оливково-черных мергели и известковистые глины ( $\text{CaCO}_3$  28-70%) с тонкослойчатой текстурой, подобной описанной в предыдущем типе пород, с которой они имеют постепенные переходы (см. Приложение, табл. I, а). Эти породы встречаются в разрезе подформации в подчиненном количестве, чаще в его верхних частях (керны 38 и 39, 689-708 м), где образуют прослои мощностью порядка нескольких сантиметров. Темные слои характеризуются высоким содержанием органического вещества ( $C_{\text{орг}}$  до 4,8%). В нижней части разреза они нередко содержат доломит и сидерит; содержание последнего по данным дифрактометрии достигает 54% в одном из прослоев из керна 46. Много пирита, иногда образующего микроконкреции размером до 0,1-0,3 мм. Встречаются мергели, обогащенные замещенными халцедоном радиоляриями (см. Приложение, табл. I, б).

4. Светло-серые известняки (около 90%  $\text{CaCO}_3$ ) с нечетко обособленными известковыми кластами, с градиционной текстурой, вероятно, представляющие собой базальные слои турбидитных ритмов. Переслаиваются с микрослойчатыми известняками и мергелями в верхней части разреза (керны 38 и 39, 689-708 м), где образуют прослои мощностью 5-15 см. Присутствие таких прослоев указывает на турбидитную природу верхней части разреза, что хорошо согласуется с развитием примерно в это же время турбидитов в районе скважины 391, о чем мы говорили выше. Но здесь турбидиты не содержат столь ярких признаков переотложения мелководного карбонатного материала, полностью отсутствуют кварцевые песчаники. Это свидетельствует о гораздо большей удаленности от мелководий.

В небольшом количестве в составе сероцветной подформации в скважине 387 присутствуют кремнисто-карбонатные породы с обильными реликтами измененных радиолярий, замещенных халцедоном. Встречены также мелкие обломки кремней.

В скважинах 101 и 105 породы сероцветной подформации, судя по опубликованным данным [Hollister, Ewing e.a., 1972; Lancelot e.a., 1972], очень сходны с описанными нами. Здесь неслоистые крепкие светло-серые до белых известняки с обильными ходами илоедов (биотурбиты) также чередуются в разрезе с более мягкими тонкослойчатыми темно-серыми мергелями и известковистыми глинами, обогащенными органическим веществом и пиритом. Весьма сходен по фотографиям кернов и характер переслаивания: чередуются слои мощностью порядка 5–20 см. Кроме описанных нами, здесь встречаются оползневые текстуры и отмечаются признаки нарушения микрослойчатости придонными течениями. Но подчеркивается отсутствие турбидитов.

Массивные известняки сложены перекристаллизованным пелитоморфным известковым материалом наннопланктонного происхождения. Сохранились реликты кокколитов. Микрослойчатые темные слои состоят из глинистого вещества и наннопланктона, здесь хорошо сохранившего биоморфную микроструктуру. Присутствует пирит либо в виде микроглобул (или фрамбондов), либо замещающая радиолярии. Встречены прослойки пирита мощностью до сантиметра. Обнаружены аптихи. В скважине 101 отмечена доломитизация и сидеритизация.

Рассматривая сероцветную карбонатную подформацию в целом, мы видим в ней явное преобладание пород с признаками перемыва и переотложения, если, конечно, отнести к таковым тонкослойчатые известняки, мергели и глины. Происхождение микрослойчатости пока окончательно не выяснено, но нам кажется наиболее вероятной ее связь с пульсацией придонных течений. На это указывает закономерное положение микрослойчатых интервалов в турбидитных ритмах (над градационными и под тонкозернистыми гомогенными слоями). Как турбидиты, так и микрослойчатые отложения придонных течений образовались в глубоководных условиях, но в основном выше критической глубины карбоната накопления. В глубокий бассейн седиментации интенсивно поступало органическое вещество, особенно в конце периода накопления подформации.

### Формация черных глин

Мы изучали петрографию пород этой формации в шлифах и мазках из скважин 386, 387 и 391.

В составе формации преобладают глинистые и алевроитово-глинистые породы разной степени литификации: плотные глины, аргиллиты, окремнелые аргиллиты. В подчиненном количестве в маломощных прослоях и линзах встречаются кремнистые и кремнисто-глинистые породы (радиоляриевые и спикуловые глины, радиоляриты, диагенетические кремни), глинистые известняки и мергели (биогенные, кокколитовые), терригенные алевролиты, а также сидеритовые и родохрозит-сидеритовые породы.

Характерными отличительными особенностями пород, слагающих формацию, являются черная и темная зеленовато-серая окраска, относительно повышенное содержание органического вещества, аутигенные (диагенетические) минералы восстановительной зоны (пирит, сидерит, родохрозит). Породы черного цвета (с зеленоватым, коричневатым или оливковым оттенком) слагают не всю мощность формации, а образуют слои, как правило, четко очерченные, мощностью от 1–5 см до нескольких метров, чередующиеся в разрезе с зеленовато-серыми слоями. Соотношения черных и серых слоев в свою очередь меняются от места к месту и по разрезу, так что можно выделить более или менее черные части формации.

Наиболее обильны черные слои, по-видимому, в скважине 386 на восточном подножии Бермудской возвышенности. Доля черных пород по сравнению с серыми, определенная по 9-метровым кернам этой скважины [McCave, 1979b],

оказалась наибольшей (70–80%) в верхней (сеноман) и нижней (апт.) частях разреза и минимальной в средней (менее 30%). Но даже в самых насыщенных черными прослоями интервалах лишь редкие керны более чем на 50% длины представлены ими (максимально до 70–80%), в остальных преобладают серые (50–70%). В средней же части серые слои занимают 70–100% от длины кернов.

Подобная картина наблюдается и в других скважинах. Так, в скважине 105 больше всего черных и очень темных серых пород в керне 9 (секции 4 и 5) в верхней части разреза и в кернах 15–17 (апт – баррем) в нижней, тогда как средняя часть (альб – сеноман) преимущественно серая. В скважине 387 доля черных пород постепенно увеличивается книзу, составляя 40–70% в кернах 36 и 37 над контактом с нижележащей карбонатной формацией (557–584 м). Верхний черный интервал здесь отсутствует, доминируют серые породы. Черные слои количественно подчинены серым и в скважине 391. Название формации, таким образом, не следует понимать в буквальном смысле. Оно скорее условное и отражает существенную роль черных пород.

То же в еще большей степени относится к обогащению пород описываемой формации органическим веществом. Лишь отдельные прослои, количественно явно подчиненные, содержат более 6%  $C_{орг}$  (более 10% органических веществ) и могут на этом основании считаться слабосапропелевыми. Богаты органическим веществом (10–16%  $C_{орг}$ ) только самые верхние слои черных глин, близ кровли формации. В толще формации чередуются относительно обогащенные  $C_{орг}$  (1–4%) и обедненные им (0,1–1%) породы. Выявлена нечеткая зависимость между концентрацией  $C_{орг}$  и долей черных слоев в разрезе скважины 386 [McCave, 1979b]: в наиболее насыщенном черными прослоями верхнем интервале среднее содержание  $C_{орг}$  составляет 3%, в средней части – 0,6%, а в нижней – 1,2–1,7%. При этом, однако, не устанавливается прямой зависимости между содержанием органического вещества и цветом пород. Чернота, очевидно, обусловлена не столько органическим веществом, сколько тонкодисперсным пиритом, что подтверждается изучением мазков и шлифов. Правда, по конкретным анализам черные слои обычно более богаты  $C_{орг}$  по сравнению с соседними серыми.

Во впадине Блейк–Багама, (скважина 391), преобладающие в составе формации глинистые породы, как черные, так и серые, имеют в шлифах микрочешуйчатую пелитовую структуру с хорошо различимыми субпараллельно ориентированными чешуйками гидрослюды. Алевроитовый материал, преимущественно кварц и слюды, составляет (в разных шлифах) от 5 до 20% пород и распределен неравномерно, концентрируясь в тонких прослоях и линзах. Наблюдаются единичные зерна хлорита, роговой обманки, биотита, железистой слюдки. В породах много пирита в виде мельчайших глобул и кубических кристаллов. Местами обнаружен глауконит, представленный изометричными и лапчатыми микростяжениями зеленого цвета с характерной агрегатной поляризацией. Все породы содержат хорошо различимые в шлифах остатки органического вещества, в основном это гумусовый детрит, – фюзенизированные растительные остатки, по которым развивается пирит. В отдельных прослоях, однако, найдены остатки одноклеточных водорослей (динофлагеллат?). Остатки динофлагеллат определены в породах формации черных глин при палиностратиграфических исследованиях [Habib, 1978]. В шлифах черных слоев обычно отмечается коричневая пигментация глинистого вещества, вероятно, обусловленная растворенными формами органического вещества. Изредка наблюдаются изотропные фрагменты фосфатных органических остатков.

Микрослойчатость глин и аргиллитов, выявленная при визуальном описании образцов, в шлифах оказалась разнородной. В редких случаях она обусловлена неравномерным послойным распределением тонкозернистого обломочного материала – кварца и слюды, чаще же не связана с изменениями структуры, а вызвана различной пигментацией глинистого вещества и содержанием в нем частиц органического вещества и пирита. Иногда наблюдаются четко очерченные даже под микроскопом слои, резко обогащенные растительным детритом и растворенным органическим веществом (см. Приложение, табл. I, 1).

Черные сланцеватые глины из верхней части формации, сильно обогащенные органическим веществом, имеют в шлифе хлопьевидную структуру. Порода сложена темно-коричневыми почти непрозрачными хлопьями неправильной формы, рассеянными в тончешуйчатой прозрачной светло-зеленой глинистой массе. Состав хлопьевидных образований не определен, вероятно, это особая форма обогащенного органическим веществом глинистого материала. В породе содержатся значительная примесь хлорита, мусковита и кварца, единичные оранжевые смоляные тельца.

В глинах встречаются тонкие линзы неотсортированного песчано-алевритового материала. В составе их преобладают неокатанные обломочные зерна кварца. Реже наблюдаются таблитчатые и неправильной формы зерна плагиоклаза, пертита, микроклина, а также чешуи мусковита, хлорита и мелкие зернышки непрозрачных рудных минералов. К линзам приурочены единичные крупные зерна кальцита.

В разрезе выделяются маломощные (несколько сантиметров) прослои известняков и мергелей, количество которых возрастает у основания формации. С глубины 898 м (скв. 391С, керн 10) описан прослой (20 см) почти белого пелитоморфного известняка (71%  $\text{CaCO}_3$ ), в нижней части обогащенный сидеритом. Известняк содержит микроскопические линзы глинистого вещества с обильным растительным детритом, обладает тонкой перекрещивающейся слоистостью. Карбонат микрокристаллический, биоморфная структура наннопланктона не видна.

Нижнюю аптскую часть разреза формации глубже 924 м во впадине Блейк-Багама слагают преимущественно известковистые аргиллиты с прослоями известняков и мергелей. Породы в большинстве тонкогоризонтальнослоистые, изредка косослоистые, с чередованием черных, темно-серых и светло-серых слоев. Содержание  $\text{CaCO}_3$  варьирует от 15–20% в аргиллитах до 95% в известняках. Карбонат представлен остатками наннопланктона и неопределимым микрокристаллическим кальцитом. Последний преобладает в известняках, тогда как в глинах много хорошо сохранившихся кокколитов. В шлифах наблюдаются тонкие (около 0,01 мм) субпараллельные линзочки перекристаллизованного кальцита в пелитоморфной массе. Почти повсеместно присутствует сидерит, иногда он образует сантиметровые прослои с высокой концентрацией. Встречаются остатки радиолярий, замещенные пиритом и заполненные кальцитом, а также бурые изотропные фосфатные органические остатки. Характерно обилие пылевидного рудного минерала (пирита?).

Хорошая сохранность кокколитов и отсутствие признаков гравитационного перетолжения, или турбидитов, свидетельствуют о накоплении по крайней мере этой части формации выше КГК, но, по-видимому, глубже лизоклина, поскольку фораминиферы полностью отсутствуют.

В скважине 387, к западу от Бермудской возвышенности, формация сложена преимущественно глинами и аргиллитами с подчиненным количеством радиоляриевых глин и с тонкими прослоями радиоляритов и известково-кремнистых пород.

Верхние несколько метров (керн 30, 488–498 м) представлены турбидитами, по характеру ритмичности, а также по составу напоминающими эоценовые кремнисто-глинистые турбидиты этого же района. Маломощные ритмы по 10–20 см состоят из тонкослойчатых, реже массивных (градационных) относительно крупнозернистых нижних ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) и гомогенных тонкозернистых верхних слоев ( $\gamma$ ), над которыми местами выделяются темные с обильными следами роющих организмов гемипелагические слои ( $\delta$ ,  $\epsilon$ ). Верхние слои ритмов сложены плотными темно-серыми глинами, нижние – почти черными радиоляриевыми глинами и радиоляритами. В шлифе тонкослойчатый нижний член одного из ритмов представлен глинисто-кремнистой породой с реликтовой биоморфной радиоляриевой структурой. Выделяются кремнистые участки с обильными реликтами радиолярий, нацело замещенными радиально-лучистым и мозаичным халцедоном. Халцедон заполняет также поровое пространство между глинистыми участками, сложенными темно-бурой глинистой массой, переполненной мельчайшими глобулами пирита. Встречаются красноватые шес-

Рис. 13. Главные текстуры пород формации черных глин

1 - черные слои; 2 - пятнистые слои; 3 - тонкая волнистая слоистость; 4 - го-  
могенная текстура; 5 - прослои радиолярие-  
вых "песков"

тообразные и хлопьевидные обрывки органи-  
ческого вещества (растительные остатки?).

Под турбицидами выделяется (507-517 м) интервал тонкослойчатых аргиллитов оливково-серого цвета с зеленовато-серыми пятнами (ходами илоедов?). В шлифе наблюдаются суб-параллельно ориентированные чешуйки гидрослюды с примесью тонкообломочного кварца на фоне монтмориллонитовой (?) основной массы с низким показателем преломления. Заметны мелкие причудливой формы выделения опала в интерстициях.

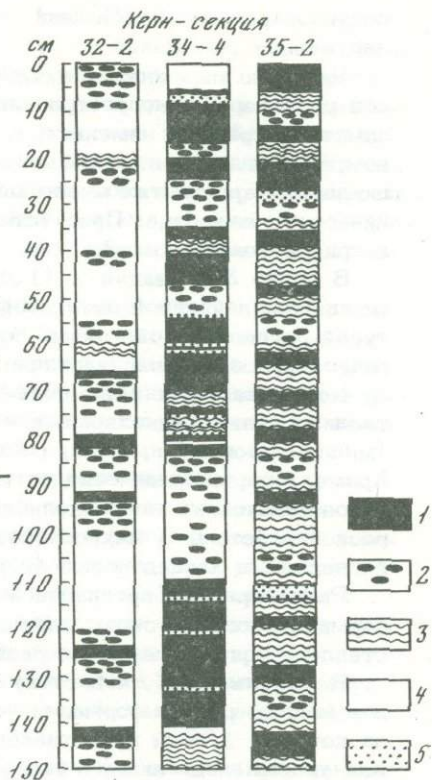
Начиная с 517 м и до подошвы формации (584 м) наблюдается своеобразная цветовая цикличность (рис. 13). Повторяются однотипные циклы мощностью 15-35 см каждый: над четким, иногда очень резким контактом с нижележащим черным слоем залегает го-  
могенный серый слой, в котором кверху все возрастает количество крупных черных пятен

округлой, овальной или вытянутой параллельно напластованию формы (ходов роющих организмов). Над пятнистым слоем наблюдается (не всегда) интервал с нечеткой горизонтальной или волнистой микрослойчатостью, кверху переходящий в однородный черный слой с четким верхним контактом. Микрослойчатый интервал может входить в состав как серого (пятнистого), так и черного слоя. В скважине 387 в 7 кернах общей длиной 38 м подсчитано 93 таких цикла.

Детальные гранулометрические исследования в кернах скважины 387 с помощью счетчика Култера [McCave, 1979a,b] не выявили отчетливой связи структуры пород с описанной цикличностью, что опровергает первоначальное предположение о ее турбидитной природе. Прослои радиоляритов, хотя и приурочены преимущественно к черным слоям циклов, встречаются и в серых. Положение микрослойчатых интервалов в циклах также неопределенно. Складывается представление об относительной независимости цветовой цикличности от структурно-текстурных характеристик и породившей их динамики седиментации. И.Н. Маккейв [McCave, 1979b] объясняет происхождение циклов, которые, по его оценке, имели продолжительность порядка 20 000 лет каждый, длиннопериодными флуктуациями кислородного режима придонных слоев бассейна седиментации, в свою очередь обусловленными периодическими всплесками биологической продуктивности водоема и накопления органического вещества, окисление которого приводило к израсходованию кислорода.

В шлифе контакта между черным и вышележащим оливково-серым слоем видна гидрослюдистая глина с пойкилобластовой структурой угасания мезостаза (халцедона?) между чешуйками глинистого минерала. В сером слое рассеяны изогнуто-хлопьевидные частицы органического вещества (растительные остатки?) и редкие кристаллики пирита. В черном слое доминируют хлопьевидная структура и волнистая микротекстура основной массы с облеканием чешуйками слюды линзовидных халцедоновых участков. Здесь больше мелких черных частиц органического вещества и пирита.

Серый слой с черными линзовидными ходами илоедов представляет собой глину (аргиллит) с большим количеством черных и бурых частиц органического вещества, более обильных в черных пятнах. Мезостази



пойкилобластово угасающий, вероятно, халцедоновый. Радиолярии не обнаружены.

Частично окремнелые цикличнослоистые аргиллиты, почти лишенные остатков радиолярий, распространены в скважине 387 до 527 м. Ниже появляется заметная примесь измененных, раскристаллизованных и заполненных халцедоном, а иногда пиритизированных радиолярий в разных частях описанных выше циклов. В аргиллитах много микроглобул пирита, тонких черных хлопьев органического вещества. Присутствуют очень мелкие (менее 0,02 мм) зерна кварца и чешуйки слюды.

В керне 34, секция 2 (105–106 см) описан твердый, шершавый на ощупь прослой серой пятнистой породы сложного состава с реликтовой структурой радиоляриевой глины. Чередуются сидеритовые и доломитовые участки, радиолярии замещены частично халцедоном, частично доломитом. В секциях 3, 4 того же керна окремнелые аргиллиты всюду содержат примесь перекристаллизованных радиолярий, а через каждые 20–40 см встречаются тонкие (миллиметровые) прослои, состоящие почти нацело из остатков радиолярий. Кроме того, спорадически встречаются прослои халцедонизированных радиоляритов мощностью до нескольких сантиметров, иногда с тонкой волнистой микрослойчатостью. В микрослойчатых разностях чередуются четкие волнистые глинистые и халцедоновые (с радиоляриями) слойки.

Радиоляриевые аргиллиты и халцедоновые радиоляриты в нижних слоях формации сосредоточены главным образом в черных слоях, серые слои представлены аргиллитами без радиолярий.

В скважине 386, к востоку от Бермудской возвышенности, вскрыт наиболее полный разрез формации черных глин, имеющий здесь мощность 240 м, из которых 180 м представлены в сравнительно слабо нарушенных кернах. Как указывалось выше в главе I, формация залегает здесь непосредственно на базальтовом фундаменте и несет явные следы гидротермального воздействия, по крайней мере в нижних слоях. Сложена она в основном аргиллитами и окремнелыми аргиллитами с многочисленными тонкими (миллиметровыми) слойками радиоляритов, с прослоями известковистых аргиллитов и мергелей, а также сидерита, манганосидерита и доломита в нижней части.

В разрезе, как уже указывалось, чередуются черные и темно-зеленовато-серые слои, соотношение которых меняется с глубиной. По соотношению черных и серых слоев, обилию радиоляриевых слойков, а также по карбонатности и содержанию турбидитов выделяются следующие пачки (сверху вниз):

- 1) зеленовато-серая, с незначительной долей черных прослоев, с относительно редкими тонкими радиоляриевыми слойками; верхний сеноман (717–736 м, керны 41 и 42);
- 2) преимущественно черная, с подчиненным количеством серого, сильно обогащенная органическим веществом, с обильными радиоляриевыми слойками; верхний сеноман (736–747 м, керны 43 и 44);
- 3) преимущественно серая, с многочисленными радиоляриевыми слойками, в верхней части (кern 44) цикличнослоистая, подобно описанной в скважине 387 (описано 20 циклов); верхний сеноман (747–774 м, керны 44 и 45);
- 4) красная, с серыми прослоями, радиоляриевые слойки очень редки; сеноман (774–784 м, kern 46);
- 5) преимущественно серая, с маломощными черными интервалами, радиоляриевых слойков мало, присутствуют турбидитные ритмы, прослои мергелей; верхний альб – нижний сеноман (784–856 м, керны 47–54);
- 6) со значительной долей черных интервалов (30–70%) и большой их мощностью, с многочисленными радиоляриевыми слойками и довольно обильными мощными карбонатными слоями (мергельными, сидеритовыми), большей частью с микрослойчатой текстурой. Присутствуют турбидитные ритмы. Верхний апт (?) – альб (856–917 м, керны 55–60);
- 7) со значительной долей черных интервалов (40–80%), с максимальной частотой (в керне 62) радиоляриевых слойков. Известковые прослои почти отсутствуют, но многочисленны сидеритовые и доломитовые. Документировано несколько турбидитных ритмов. К этой пачке относится нижний максимум

органического вещества. Верхний апт – нижний альб (917–959 м, керны 61–65). Седьмая пачка залегает непосредственно на базальтах, первая перекрывает красновато-коричневыми глинами пестроцветной формации. Из первой пачки (кern 42) описан шлиф черного микрослойчатого аргиллита над радиоляриевым прослоем. Глинистая масса состоит в основном из субпараллельно ориентированных листочков гидрослюды, содержит большое количество фюзенизированного растительного детрита и тонко распыленного пирита, незначительную примесь остатков водорослей<sup>1</sup>. Растительный детрит рассеян в массе породы и концентрирован в тонких слойках или линзах, обуславливая микрослойчатый текстурный рисунок породы.

В третьей пачке (кern 45) встречается аргиллит, содержащий значительное количество сидерита в виде мельчайших (менее 0,01 мм) микроконкреций.

Красноцветный слой в керне 46 (пачка 4) представлен гидрослюдисто-каолиновой глиной (аргиллитом) с субпараллельно ориентированной текстурой основной массы. В темно-сером прослое наблюдается значительное количество растительного детрита и смоляных телец.

Сравнительно подробно мы изучили пятую из перечисленных выше пачек (15 шлифов разных типов пород). Доминирующие в разрезе темно-серые до черных глины (аргиллиты) гидрослюдистые, содержат фюзенизированный растительный детрит и смоляные тельца, более обильные в черных разностях, а также остатки водорослей (динофлагеллат). Водоросли особенно обильны в нижних слоях пачки (керны 52–54), где преобладают над растительным детритом. В кернах 47 и 48 водорослей мало или они вообще отсутствуют.

Встречаются кости рыб. Породы содержат много пирита в виде микроглобул (см. Приложение, табл. V, a) и пылевидных выделений, часто в ассоциации с частицами органического вещества.

Карбонатные слои представлены пелитоморфными гидрослюдистыми нанномергелями, содержащими растительный детрит и пирит. В некоторых слоях присутствуют в небольших количествах фораминиферы, а в отдельных пробах перекристаллизованные радиолярии. Радиоляриевые слойки сложены перекристаллизованными (халцедоновыми) скелетами радиолярий (см. Приложение, табл. V, б, в). Иногда в них возрастает примесь терригенного обломочного материала – кварца, пироксена, хлорита. Реликты радиолярий заключены в почти черной в проходящем свете массе, обогащенной пылевидными выделениями и микроглобулами пирита.

В наиболее обогащенной карбонатными прослоями шестой пачке описаны глинистые известняки, мергели и известковистые глины. Некоторые карбонатные породы обогащены одновременно раковинами фораминифер и радиоляриями, содержат зерна глауконита, представляя собой сравнительно крупнозернистые прослои в тонких черных глинах. Они содержат довольно много органического вещества. В одном из таких прослоев с 56%  $\text{CaCO}_3$  содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  1,6%. Скорее всего, такие прослои относятся к маломощным турбидитным ритмам, присутствие которых подтверждено детальными гранулометрическими анализами [McCave, 1979b].

В большинстве же карбонатные породы шестой пачки, как и формации в целом, представлены пелитоморфными мергелями (35 – 60%, реже – до 69%  $\text{CaCO}_3$ ), в которых морфологически различимые остатки наннопланктона обычно преобладают над неопределимым микрокристаллическим кальцитом. Карбонатные породы часто микрослойчатые, от темно-серых до оливковых, обогащены фюзенизированными растительными остатками и микроглобулами пирита. Нередки радиолярии, замешанные халцедоном. Выделения аутигенного халцедона видны и в массе пород. Микрослойчатость выражена в шлифах послойным (толщина слойков – доли миллиметра) обогащением пород глинистым веществом и параллельно ориентированными частицами органического детрита с пиритом. В отдельных слоях много динофлагеллат.

<sup>1</sup> При определении форменных остатков органического вещества здесь и ниже мы пользовались любезной консультацией Л.И. Боголюбовой.

В одном из образцов черных глин, представляющих турбидитный прослой, под сканирующим электронным микроскопом были обнаружены многочисленные нитевидные образования, пронизывающие породу. На нитях при большом увеличении видны гирлянды глобул с выступами (см. Приложение, табл. V, *i-e*), близко напоминающие спорангии грибов Actinomycetes, описанные Х.Е. Францем и др. [Franz e. a., 1978] в тонкослойчатых среднемиоценовых наннопланктонных мергелях Средиземного моря. Не исключено, что мы имеем здесь дело с артефактом, а именно с заражением образцов при хранении. Если эти отлично сохранившиеся органические остатки все же принадлежат меловым осадкам, то их следует скорее всего связать с аллохтонным органическим детритом наземного происхождения.

Породы подверглись вторичному окремнению (халцедонизации). В шлифах наблюдаются выделения халцедона в трещинах и основной массе глины, халцедоном замещены радиолярии. Под сканирующим электронным микроскопом видны раскристаллизованные участки с кристаллическим кварцем, дендритоподобные выделения радиально-лучистого халцедона (?), кристаллы аутигенного кварца (?) в пустотках (см. Приложение, табл. VI).

Наконец, седьмая пачка наряду с уже описанными микрослойчатыми гидрослюдистыми глинами, реже – известковистыми глинами содержит частые прослой сидеритовых и доломитовых пород, а также рассеянную примесь этих карбонатов в глинах. В нижней части (керны 64 и 65) отмечен аутигенный зеленый минерал, вероятно, селадонит, с ясным плеохроизмом ( $N_g$  – желто-зеленый,  $N_p$  – сине-зеленый) с низким двупреломлением. Отмечено также присутствие в шлифах волокнистых выделений серпентиноподобного минерала. Породы этой пачки особенно ясно халцедонизированы. Халцедон выполняет линзовидные поры и трещины дегидратации глин, образует радиально-лучистые агрегаты. В отдельных слоях отмечены фосфатные органические остатки, в других – аутигенный барит. В одном шлифе встречен лимонит. В сочетании с данными минералогического (см. гл. III) и геохимического (см. гл. IV) изучения пород нижних слоев формации черных глин эти петрографические особенности свидетельствуют об их гидротермальной переработке.

Таким образом, из трех изученных нами скважин в двух, наиболее удаленных от континента (сев. 386, 387), формация черных глин содержит существенную примесь раскристаллизованных радиолярий, как рассеянных, так и сосредоточенных в четкие тонкие слойки. В черных глинах подножья континентального склона (скв. 391) они редки или отсутствуют. Не встречены радиолярии также в скважинах 101 и 105 [Lancelot e. a., 1972]. В этих приконтинентальных скважинах глинистые породы относительно обогащены тонкозернистым (алевритово-пелитовым) обломочным материалом, в первую очередь кварцем и слюдой, содержат тончайшие (миллиметровые) слойки и линзочки терригенного алеврита, вероятно, отложенного под действием придонных течений. Видимых отличий в характере частиц органического вещества (растительных остатков?) между разными районами распространения формации черных глин не выявлено.

### Формация пестрых глин

Мы изучали в шлифах и препаратах породы этой формации из скважин 382, 385, 386, 387 и 391. В составе формации преобладают глинистые породы – плотные глины и сравнительно слабо литифицированные аргиллиты. Они слагают маломощную формацию практически целиком. Лишь изредка наблюдаются тонкие прослой терригенных алевролитов (скв. 105, 391) и слои нанномергелей (скв. 386). Только в скв. 385 в состав формации условно включены довольно мощные слои пелагических известковистых глин и глинистых мергелей (до 48%  $\text{CaCO}_3$ ). Нередко встречаются цеолитовые разности глин (скв. 105, 385, 386).

Породы преимущественно красноцветные, т.е. окрашены в разные оттенки коричневого, красного и желтого цветов с подчиненным количеством сероцветных (зеленовато-серых, голубоватых, темно-серых до черных). Характер-

на яркая цветовая полосчатость – многократное чередование слоев разного цвета мощностью по несколько сантиметров. Иногда в такой полосчатости угадывается цикличность: повторение серых слоев от серых (восстановленных) до ржаво-бурых (обогатенных гидроокислами железа) или черно-коричневых (с гидроокислами марганца). С другой стороны, можно видеть черты диагенетической вертикальной зональности, подобной наблюдаемой в современных гемипелагических осадках, с достаточно мощным поверхностным окисленным слоем: разделение резко очерченных зон обогащения железом и марганцем в сочетании с "отбеленными" зонами, где красящие компоненты выщелочены. На границах подобных зон нередко наблюдается (как в современных осадках, так и в меловых пестрых глинах) тонкая ритмичная микрополосчатость, напоминающая "кольца Лизеганга". Чаше полосчатость неупорядоченная.

Цветовая полосчатость выражена в породах формации не всегда. В некоторых скважинах выделяются довольно однородные красно-коричневые интервалы мощностью по несколько метров, в которых встречаются лишь редкие серые или кирпично-красные прослои (скв. 397). Отсутствует цветовая полосчатость и в пелагических цеолитовых глинах верхней (палеоценовой) части разреза в скважине 385, отнесенных к данной формации условно.

При петрографическом описании наблюдается сходство глин пестроцветной формации с нижележащими черными глинами. Вблизи континентального склона (скв. 391, 105) они содержат заметную примесь (до 20%) терригенного алеврита, преимущественно кварцевого, распределенного неравномерно, мелко. Выделяются тонкие слои и линзы кварцевых алевритов, вероятно, представляющие отложения придонных течений. Признаки турбидитов не отмечены. Главное отличие от черных глин – это низкое содержание органического вещества, отсутствие растительного детрита и пирита (кроме серых прослоев, где те и другие обильны). В скважине 105 [Lancelot e. a., 1972] выделены ржаво-бурые прослои, обогатенные гетитом, типа корок цементации, а также марганцовистые прослои и конкреции с тодорокитом. В серых и черных прослоях нижней части пестроцветной толщи обнаружены пиритовые линзы и прожилки, выделения сфалерита. "Ржавые" корки цементации, обогатенные лимонитом, описаны также в пестроцветном интервале скважины 391.

В удаленных от континентального склона скважинах 386 и 387 примесь обломочного терригенного алеврита очень незначительная (1–2%), представлена она слюдой и кварцем. Глины монтмориллонитово-гидрослюдистые с каолинитом. В шлифах видна хорошо раскристаллизованная параллельно-чешуйчатая гидрослюдистая масса с ориентированным угасанием. В породах скважины 387 при большом увеличении удается рассмотреть примесь тонких столбчатых кристалликов цеолита (филлипсита?).

В скважине 386 в разрезе пестроцветной формации довольно отчетливо выделяются три пачки. Верхняя (средний – поздний маастрихт, 632–651 м) представлена в керне 35 и 36 довольно монотонными по цвету тускло-красными некрепкими аргиллитами с 2-метровым слоем серых пелитоморфных мергелей (57%  $\text{CaCO}_3$ ). В шлифах аргиллитов видна гидрослюдистая масса с микроплойчатой текстурой, обусловленной волнистым расположением чешуек гидрослюды. Наблюдаются очень мелкие (менее 0,2 мм) столбчатые кристаллики цеолита (филлипсита?). В верхней части встречаются марганцовые микроконкреции. Среди мергелей имеются прослои (базальные слои турбидитов?) с биогенной фораминиферо-кокколитовой структурой, со значительной (10%) примесью кварца, мусковита, глауконита.

Вторая пачка (поздний сеноман, 688 – 717 м) сложена плотными цеолитовыми глинами (аргиллитами) с яркой цветовой полосчатостью и тонкой неупорядоченной микрослойчатой текстурой. По ориентировочной оценке в шлифах и мазках содержание цеолитов варьирует в пределах 20–50%, но дифрактометрические анализы [Koch, Rothe, 1979] не обнаружили величин более 20%. Преобладает клинофиллолит, а в подчиненном количестве присутствует филлипсит. Призматические и пластинчатые кристаллы цеолитов размером 0,02–0,04 мм рассеяны в глине, а иногда концентрируются в небольших линзочках.

Встречены единичные фрагменты радиолярий. Глина имеет микроплойчатую текстуру, обусловленную волнистой ориентировкой чешуек гидрослюды (см. Приложение, табл. VII, а, б).

Нижняя пачка (поздний сеноман) представлена только в керне 41 (717–727 м), где имеет видимую мощность 7,5 м. Это исключительно чистые тонкие глины, почти не содержащие инородной примеси. Они темно-красновато-коричневые с зеленовато-серыми прослоями. В шлифах глины содержат гидрослюду и каолинит, дифрактометрические данные указывают на преобладание монтмориллонита во фракции менее 0,002 мм. От вышележащих они отличаются отсутствием цеолитов. В красных глинах много чешуек гидроокислов железа; а также гематита, присутствует фосфатный костный детрит. В серых слоях отмечены растительный детрит, смоляные тельца, пирит.

На подножиях подводных гор Новой Англии (скв. 382, 385) нами выделен слой пестрых глин пелагического облика мощностью в несколько метров, по составу резко отличающийся от нижележащих глинисто-вулканокластических пестроцветных пород (подробнее см. в гл. V). Этот слой кампан-маастрихтского (?) возраста мы склонны отнести к пестроцветной глинистой формации, отделив его от нижележащей генетически отличной вулканокластической формации. В скважине 385 породы этого слоя были описаны на борту судна как "витрокластические глины", имея в виду присутствие (до 10–20%) мельчайших трудноопределимых агрегатных зерен, которые были интерпретированы предположительно как измененные витрокластические пепловые частицы. Однако химические и минералогические исследования этих глин не подтвердили их генетической связи с базальтовой вулканокластической глины оказались полимиктовыми каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистыми со значительным содержанием кварца. Вулканического стекла не обнаружили. В небольшом количестве присутствует цеолит.

В скважине 382 подобный слой пестрых глин имеет мощность всего около 3 м и состоит по описанию мазков на 85–92% из глинистого вещества (каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава с тонкодисперсным кварцем). Отмечена небольшая примесь вулканического стекла, не подтвержденно-го минералогическим анализом алевритовой фракции.

Выше описанных слоев в скважине 385 залегают светло-серые известковистые глины и нанномергели маастрихта (214–240 м), а над ними – желтовато-серые и желтовато-коричневые (с прослоями зеленовато-серых) цеолитовые глины и аргиллиты раннепалеоценового возраста (174–214 м), также отнесенные к формации пестрых глин.

### Карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация

Литологию пород, слагающих эоценовую формацию карбонатно-кремнисто-глинистых (пелагических) турбидитов, мы охарактеризуем по данным скважин 386 и 387, используя, помимо собственных данных, литологические описания пород, сделанные в 43-м рейсе "Гломара Челленджера" П. Роте и И.Н. Маккейвом [Tucholke, Vogt et al., 1979; McCave, 1979a].

В состав формации входят следующие породы: 1) глинистые – пластичные глины, аргиллиты, окремненные аргиллиты; 2) карбонатно-глинистые – известковистые глины и аргиллиты, мергели, кремнистые (радиоляриевые) мергели; 3) кремнистые и кремнисто-глинистые – радиоляриевые и спиколовые глины, переходящие в глинистые радиоляриты и спикулиты, опал-кристобалитовые кремни. Особенность строения формации заключается в упорядоченном чередовании разных типов пород в разрезе со всеми признаками турбидитной ритмичности. Однотипные ритмы мощностью в десятки сантиметров, хотя и несколько различающиеся по составу входящих в них пород, проходят через весь разрез формации в обеих скважинах независимо от степени литификации. В идеальном виде полный ритм состоит из следующих структурно-текстурных разновидностей пород (снизу вверх), обозначенных П. Роте и И.Н. Маккейвом греческими буквами от *α* до *ε* (подчеркивая сходство, но не полное сов-

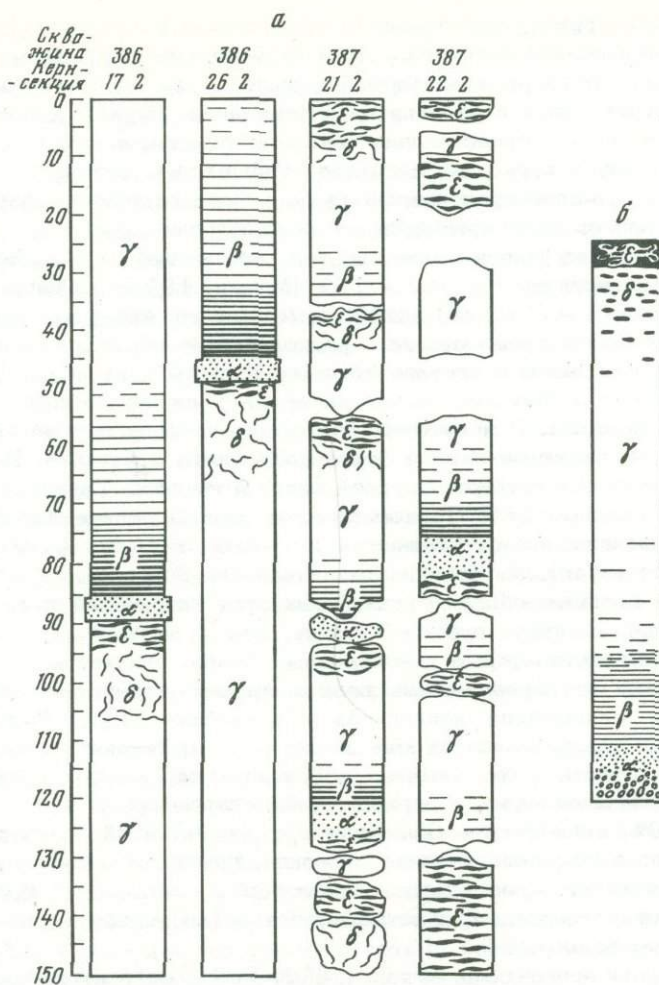


Рис. 14. Ритмично-слоистая текстура карбонатно-кремнисто-глинистой турбидитной формации

а - зарисовки текстур в скважинах; б - идеализированный турбидитный ритм [Tucholke, Vogt e.a., 1979]

Объяснение буквенных обозначений см. в тексте

падение с классическими турбидитными сериями Баума, в которых использованы латинские буквы) (рис. 14):

α - грубый глинисто-алееритовый (до алееритово-песчаного) нижний слой, массивный или с градационной текстурой; имеет всегда резкий нижний контакт, иногда неровный, с признаками размыва кровли предыдущего ритма;

β - тонкослойчатый, обычно алееритово-пелитовый слой; имеет постепенный переход к нижним и вышележащим слоям;

γ - светло-серый пелитовый или сильтово-пелитовый внешне гомогенный слой, в котором, однако, при детальном гранулометрическом анализе с помощью счетчика Куллера [McCave, 1979a] обнаруживается отчетливая градационная текстура: сдвиг модального диаметра в сторону тонких фракций (от 10-30 до 3-4 мкм) по мере продвижения снизу вверх, к кровле слоя;

δ - пелитовый или сильтово-пелитовый светло-серый слой с темными ходами илоедов;

ε - темно-серый, пятнисто-полосчатый за счет ходов илоедов пелитовый слой, гранулометрический спектр которого отличается от всех нижележащих слоев меньшей отсортированностью частиц пелита, иногда наличием максимума в области мелкого алеерита (около 10 - 30 мкм), вероятно, обусловлен-

ного биогенным кремнистым детритом. Это скорее всего пелагический (точнее, гемипелагический) интервал между турбидитными ритмами.

В скважине 386 в составе формации выделяются четыре пачки, отличающиеся по составу пород и степени их литификации. Первая (318–413 м, средний – верхний эоцен) представлена наиболее типичными кремнистыми турбидитами. Выделяется несколько десятков турбидитных ритмов.

Базальные  $\alpha$ -слои представлены здесь слабо отсортированным материалом песчано-алевроитовой крупности со значительным содержанием пелита. В характерных случаях фракция менее 4 мкм составляет 20%, фракция 4–62 мкм – 67%, а фракция крупнее 62 мкм – 13% [McCave, 1979a]. Описаны и более грубые (песчаные) слои. Песчано-алевроитовые фракции сложены преимущественно опаловым биогенным кремнеземом – радиоляриями или спикулами губок. Встречены спикуловые пески, в составе которых спикулы и их обломки преобладают (до 45%) над остальными компонентами – радиоляриями, фораминиферами, глинистым веществом. В некоторых базальных слоях отмечена примесь (до 10%) кварца, а также единичных зерен глауконита и биотита. В целом же терригенный обломочный материал играет ничтожную роль. Глинистое вещество составляет в среднем 20%. Тонкослойчатые  $\beta$ -слои отличаются более высоким содержанием глинистого вещества (20–80%, в среднем 39% по визуальной оценке в мазках). Карбонатность низкая (не более 20%), обусловлена присутствием главным образом наннопланктона. Радиолярий в среднем несколько больше, а спикул губок – меньше, чем в  $\alpha$ -слоях.

Гомогенные светло-серые  $\gamma$ -слои еще более глинистые, слабоизвестковистые. Ближе не определенный пелитоморфный кальцит составляет в них до 20%, содержание кокколитов – в среднем 11%. Радиолярий много, спикул мало. Слои с ходами илоедов ( $\delta$ ) отличаются примерно такой же глинистостью, но заметно обогащены карбонатом. Это обычно глинистые мергели, в которых неопределимый пелитоморфный кальцит составляет в среднем 40%, кокколиты – 6%. Количество радиолярий резко уменьшается. Наконец, темные гемипелагические  $\epsilon$ -слои, присутствующие лишь в редких ритмах данной пачки, представлены почти безрадиоляриевыми и совершенно бескарбонатными глинами. Глинистое вещество (по оценке в мазках) составляет в среднем более 95%.

Вторая сверху пачка (средний эоцен, 413–490 м) охарактеризована в целом как известковистые турбидиты. Турбидитные ритмы этой пачки сходны с вышеописанными, но отличаются, во-первых, повышенной карбонатностью базальных слоев ( $\alpha$  и  $\beta$ ), главным образом за счет ближе не определенного (биогенно-обломочного?) кальцита, содержание которого достигает 30%, и, во-вторых, очень малым количеством биогенного кремнезема. Гомогенные  $\gamma$ -слои представлены слабоизвестковистыми или бескарбонатными плотными глинами (аргиллитами), не содержащими кремнистых остатков. Резко обогащены карбонатом, как правило,  $\delta$ -слои. В среднем по мазкам содержание  $\text{CaCO}_3$  в них составляет 43%, но встречаются ритмы, в которых оно достигает 65–85%. Карбонат пелитоморфный, биоморфная структура кокколитов обычно не отмечается. Гемипелагические  $\epsilon$ -слои бескарбонатны.

Следующая, третья, пачка (средний – ранний эоцен, 490–547 м) выделена по увеличению степени литификации пород и появлению кремней. Ритмичная слоистость турбидитов здесь выражена слабо, но, по нашему мнению, она все же присутствует, выражаясь в чередовании тонкослойчатых, гомогенных светлых и пятнисто-полосчатых темных (гемипелагических) слоев. Последние, как правило, наиболее сильно окремненные, превращены в опал-кристаллитовые кремни (или порцелланиты). С ними чередуются известковистые аргиллиты и окремненные бескарбонатные аргиллиты. Отмечены перекристаллизованные радиолярии, но распределение их в разных слоях не изучалось.

Нижняя пачка (поздний палеоцен – ранний эоцен, 547–613 м) практически бескарбонатна (содержание  $\text{CaCO}_3$  колеблется от 0 до 15% и лишь в единичных слоях до 23%) и представлена в разной степени окремненными аргиллитами, вплоть до высококремнистых порцелланитов. В аргиллитах наблюдается примесь перекристаллизованных радиолярий, в верхней части пачки она

значительна, особенно в тонкослойчатых и пятнисто-полосчатых интервалах. В верхней части преобладают темно-оливково-серые радиоляриевые аргиллиты, в нижней — нечетко тонкослойчатые и пятнистые окремненные аргиллиты, от темно-зеленовато-серых до черных. Ритмичность в этой пачке выражена слабо или отсутствует вообще.

Разрез формации в скважине 387 имеет сходные черты. В целом формация представлена здесь ритмичнослойстой толщей кремнистых (радиоляриевых) глин и аргиллитов с явными признаками турбидитов. Сходные по облику и мощностям турбидитные ритмы прослеживаются по всему разрезу, но состав пород и степень их литификации в разных его частях различны. Мощности отдельных ритмов варьируют от 10–20 до 100–200 см, чаще всего они в пределах 30–40 см. Ритмы часто неполные; обычно отсутствуют базальные  $\alpha$ -слои, иногда как  $\alpha$ , так и  $\beta$ . Нередко ритмы состоят из двух слоев: светло-серого гомогенного ( $\gamma$ ) и пятнистого темно-серого ( $\epsilon$ ).

По степени литификации, окремнения и составу разрез формации в скважине 387 делится на четыре пачки. Верхняя (средний эоцен — олигоцен, 100–213 м) сложена радиоляриевыми глинами и радиоляриевыми известковистыми глинами с прослоями, обогащенными спикулами. В разрезе выделяется около 30 турбидитных ритмов. Основные литологические компоненты пород — глинистое вещество, кремнистые биогенные частицы (радиолярии, диатомеи, спикулы) и карбонатный биогенный материал (остатки наннопланктона, реже — фораминиферы) — встречаются во всех слоях ритмов в различных соотношениях. В то же время намечается общая тенденция уменьшения доли кремнистого материала, возрастания карбонатности и содержания глинистого материала сверху вниз.

Базальные слои ритмов ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) обогащены крупными радиоляриями (местами это "радиоляриевые пески"; см. Приложение, табл. VIII), а также спикулами. Иногда в них присутствуют фораминиферы. Другие базальные слои сложены преимущественно спикулами, а в основании некоторых из них, кроме того, выделяются тонкие прослои кварцевого алеврита с зернами глауконита (см. Приложение, табл. II,  $a, b$ ). По данным дифрактометрии в базальных слоях возрастает содержание кварца до 15%. Светло-серые тонкозернистые гомогенные  $\gamma$ -слои и особенно интервалы с ходами илоедов в их верхних частях ( $\delta$ ) обогащены  $\text{CaCO}_3$  (до 22%). Гемипелагические темные  $\epsilon$ -слои в кровле ритмов наиболее глинистые, бескарбонатные, обогащены радиоляриями и их детритом.

Ниже выделяется окремненный интервал (нижний — средний эоцен, 213–298 м), представленный зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами с прослоями известковистых аргиллитов и опал-кристобалитовых кремней. Последние особенно обильны в керне 17 (270–279 м). Следует, однако, учесть, что в окремненном интервале выход керна был очень плохой и не исключено уничтожение более мягких прослоев в процессе бурения. Тем не менее удастся проследить ритмичную слоистость турбидитного типа. Крепкие кремни при этом приурочены обычно к верхним гемипелагическим слоям ритмов, тогда как гомогенные  $\gamma$ -слои мягче, обогащены карбонатом — остатками наннопланктона и фораминиферами, содержат довольно много радиолярий. Тонкослойчатые  $\beta$ -слои обогащены частично перекристаллизованными радиоляриями вплоть до образования глинистых радиоляритов. Наличие высокорадиоляриевых пород в интервале с обильными кремнями противоречит распространенной точке зрения об исчезновении (растворении) кремнистых биогенных остатков при появлении кремней. Но признаки растворения биогенного кремнезема видны отчетливо под сканирующим электронным микроскопом (см. Приложение, табл. VIII,  $b, c$ ; табл. IX,  $a$ ). В глинистой массе породы наблюдаются сферулы (леписферы) кристобалита — тридимита, иногда в сочетании с кристаллами клиноптилолита (см. Приложение, табл. VIII и IX).

В интервале 298–384 м (нижний эоцен) преобладают лишь слабоокремненные аргиллиты, радиоляриевые аргиллиты и слабоизвестковистые аргиллиты с довольно отчетливой ритмичной слоистостью. Во многих ритмах выделяются базальные слои, сильно обогащенные спикулами и радиоляриями, тог-

да как верхние слои ритмов почти не содержат кремнистых остатков: нередко они известковистые (до 27%  $\text{CaCO}_3$ ). В других случаях верхние слои ритмов представлены радиоляриевыми аргиллитами. В подошве описываемой пачки появляются коричневые прослои. По-видимому, они связаны с перерывом осадконакопления, выделяемым по палеонтологическим данным.

Нижняя пачка (нижний палеоцен, датский ярус, опробован прерывисто в интервале 393–443 м) резко отличается от вышележащих и напоминает по облику и составу формацию черных глин. Она сложена чередующимися слоями (по 10–25 см) черных и темно-серых с черными пятнами аргиллитов, содержащих небольшую примесь наннопланктона и радиолярий. Черные слои резко обогащены органическим веществом и пиритом. В одном из них концентрация  $C_{орг}$  достигает 14%. Под электронным микроскопом видна гофрированная чешуйчатая структура обогащенной органическим веществом глины, похожая на встречающуюся в черных глинах мелового возраста (см. Приложение, табл. IX, *д, е*).

### Гемипелагическая глинистая формация

Монотонную по составу миоцен-плейстоценовую гемипелагическую глинистую формацию мы изучали в скважинах 382, 385, 386, 388 и 391. При ее описании мы используем, кроме собственных, также данные первичной документации кернов [Tucholke, Vogt e. a., 1979; Benson, Sheridan e. a., 1978] и результаты литологического исследования материалов 11-го рейса "Гломара Челленджера" [Lancelot e. a., 1972; Hollister, Ewing e. a., 1972].

Породы (осадки) этой формации представляют собой темно-зеленовато-серые, оливково- или желтовато-серые глины (от мягких глинистых илов до плотных глин), реже – известковистые и алевролитые. Гранулометрический состав их в районах, удаленных от континентального склона (горы Новой Англии – скв. 382 и 385, подножие Бермудской возвышенности – скв. 386), отличается тонкозернистостью. Содержание глинистой фракции (менее 0,004 мм) по данным гранулометрических анализов лаборатории Скриппсовского института (США) колеблется в пределах 66,3–92,2%, в большинстве проб превышает 75%. Песчаная и крупноалевритовая фракция (частицы крупнее 0,062 мм) обычно отсутствуют, только в редких пробах составляют 0,1–0,2%.

У подножия континентального склона (скв. 388, 391) в составе формации, помимо чистых глин с содержанием глинистой фракции более 75% (максимально до 84%), широко распространены сiltово-глинистые разности, в которых содержится 25–38% фракции сiltа (0,004–0,062 мм), примерно соответствующей сумме мелкоалевритовой и крупнопелитовой фракций принятой у нас десятичной шкалы. Сilt состоит в основном из терригенных обломочных минералов – кварца, полевых шпатов, слюды, а во впадине Блейк-Багама, кроме того, из биогенного карбонатного детрита. Содержание фракции крупнее 0,062 мм достигает 2,1%. В глинистой толще континентального подножия встречены и более грубые несортированные обломочно-глинистые (песчано-алевритово-глинистые) прослои, в которых определено до 20–30% фракции крупнее 0,062 мм.

Гранулометрические анализы проб гемипелагических глин из скважин 388 и 391, выполненные комбинированным методом пипетки и декантации в Аналитической лаборатории Института океанологии им. П.П. Ширшова (аналитик Л.И. Стрелянова), дали следующие результаты. Субколлоидная фракция (менее 0,001 мм) составляет 32–48%, мелкопелитовая (0,005–0,001 мм) – 28–37%, крупнопелитовая (0,01–0,005 мм) – 18–31%, мелкоалевритовая (0,05–0,01) – 0,1–1,2%, крупноалевритовая (0,1–0,005 мм) – 0,1–0,6%. Более крупные фракции присутствуют спорадически, при попадании в пробу аутигенных или эдафогенных включений. Во всех случаях пелитовые фракции (менее 0,01 мм) составляют более 70% (обычно более 90%), достигая 98%, характерно также очень высокое содержание суммы глинистых фракций (менее 0,005 мм).

Сходный гранулометрический состав имеют и гемипелагические глины континентального подножия в скважинах 11-го рейса "Гломара Челленджера" [Boyce, Bode, 1972]. Отложения придонных течений аккумулятивных валов (внешних хребтов) подножия континентального склона (скважины 101, 102, 103, 104) представлены преимущественно сiltово-глинистыми осадками, в меньшем количестве чистыми глинами. Содержание глинистой фракции (менее 0,004 мм) в них варьирует в пределах 51-85% (в большинстве проб 60-75%), siltовой (0,004-0,062 мм) - от 15 до 48%. Фракция крупнее 0,062 мм не превышает обычно 1-2%. Отмечены редкие прослои более крупнозернистых разностей: чистого отсортированного siltа (до 88% siltовой фракции) и несортированных песчано-siltово-глинистых осадков (с примерно равным количеством трех фракций). В скважине 104 большая часть среднемиоценового разреза (62-228 м) сложена исключительно тонкими глинами, содержащими 94-97% фракции мельче 0,004 мм. В данном интервале отмечается значительная примесь диатомовых, отсутствующих выше по разрезу.

Гемипелагические отложения подножия континентального склона в скважинах 105 и 106 представлены siltовыми глинами (53-75% фракции менее 0,004 мм) с подчиненным количеством чистых глин (75-83% фракции менее 0,004 мм) и с редкими прослоями несортированных глинисто-siltовых осадков.

Породы гемипелагической глинистой формации континентального подножия, следовательно, несколько более обогащены тонким (siltовым) обломочным материалом, чем на большом расстоянии от склона. Эти различия, очевидно, связаны с механической дифференциацией терригенного материала, поступавшего с Северо-Американского континента. Дифференциация заключалась в отложении более обогащенного siltом материала ближе к источникам сноса в условиях повышенной гидродинамической активности придонных вод и в выносе очищенной от siltа тонкой глинистой взвеси в удаленные районы затишных вод. Мы имеем здесь типичный пример массового осаждения слабо сортированного материала (но с высоким содержанием тончайших фракций) ближе к берегам и отделения от него отсортированного глинистого вещества дальнего разноса, что, по-видимому, характерно для гемипелагической седиментации вообще.

Породы описываемой формации состоят почти нацело из терригенного материала - глинистого и тонкозернистого обломочного (полевошпатово-кварцевого). Биогенные компоненты встречаются обычно в виде незначительной примеси, лишь изредка биогенный  $\text{CaCO}_3$  становится осадкообразующим: мергельные осадки отмечены в виде прослоев во впадине Блейк-Багама (скв. 391) и на восточном подножии Бермудской возвышенности (скв. 386), слабоизвестковистые (10-30%  $\text{CaCO}_3$ ) глины обнаружены в скважине 104. Карбонатный материал, представленный наннопланктоном и раковинами планктонных фораминифер, по-видимому, переотложенный. В мергельных слоях (скв. 386, 391) наблюдается типичная градационная текстура турбидитов. Грубозернистая составляющая базальных слоев в них представлена раковинами фораминифер. Очевидно, происходило переотложение мутьевыми потоками гемипелагических мергельных осадков, характерных для меньших глубин.

Переотложены с меньших глубин также тонкие прослои известковистых осадков, содержащие наннопланктон и фораминиферы, в толще гемипелагических глин подножия гор Новой Англии. В основном глины здесь бескарбонатны, лишены известковых биогенных остатков и, очевидно, осаждались ниже уровня КГК. Бескарбонатные глины скважины 386 (между известковыми турбидитными прослоями) также представлены абиссальными фациями глубин, превышающих КГК. В отложениях аккумулятивных хребтов (скв. 101, 102, 103, 104), а также на верхней части континентального подножия (скв. 106) кокколлиты присутствуют в небольших количествах почти всюду, тогда как встречаемость дискоастеров и особенно фораминифер гораздо меньше [Hollister, Ewing e.a., 1972]. Это указывает на то, что формирование осадков происходило на глубинах меньше КГК. Низкая карбонатность осадков обусловлена здесь не столько растворением  $\text{CaCO}_3$ , сколько разбавлением биогенного материала быстро накапливаю-

шимся глинистым веществом. На больших глубинах континентального подножия (скв. 105) наннопланктон и фораминиферы встречаются только в плиоцен-плейстоценовой части разреза, тогда как миоценовые (?) гемипелагические глины их не содержат.

Кремневые остатки (диатомей, радиолярии, спикулы) в большинстве пород формации отсутствуют или встречаются в единичных экземплярах, но выделяются слои, относительно обогащенные ими. Так, заметная примесь радиолярий появляется в низах разрезов гемипелагических глин в районе гор Новой Англии (нижний миоцен). На континентальном подножии (скв. 106) в нижней части разреза (средний - нижний миоцен) выделяются интервалы со значительным содержанием радиолярий, диатомей, спикул. В плиоцен-плейстоценовых гемипелагических илах они практически отсутствуют. В скважине 102 на вершине аккумулятивного хребта кремневыми остатками (особенно спикулами) обогащены верхние, голоцен-плейстоценовые слои разреза, а в плиоцене их почти нет. На северо-восточном склоне этого же хребта (скв. 104) весь среднемиоценовый интервал обогащен диатомовыми, а также спикулами, тогда как на противоположном склоне (скв. 103) глины того же возраста бедны кремневыми остатками, а в верхнемиоценово-плиоценовой части разреза они не встречены вообще [Hollister, Ewing e. a., 1972].

Столь прихотливое распределение кремневого биогенного материала объясняется сочетанием трех факторов: изменчивости биологической продуктивности вод, переотложения кремневого биогенного материала придонными течениями и разбавления его терригенным глинистым материалом. Намечается два периода относительно высокой биологической продуктивности: ранне-среднемиоценовый и плейстоценовый с плиоценовым - позднемиоценовым минимумом между ними.

Для пород гемипелагической глинистой формации характерно повышенное содержание органического углерода и присутствие растительных остатков, которые под микроскопом в проходящем свете представляют собой черные хлопья, волокна. Иногда обрывки растительной ткани с сохранившейся клеточной структурой встречаются в наиболее удаленных от берегов районах распространения гемипелагических глин у подножий гор Новой Англии (скв. 382, 385) и Бермудской возвышенности (скв. 386), но особенно обильны они в отложениях континентального подножия и аккумулятивных хребтов. Отмечено присутствие древних, переотложенных спор и пыльцы наземных растений [Lancelot e. a., 1972].

На подножиях гор Новой Англии (скв. 382, 385) в миоценовых гемипелагических глинах обнаружены небольшие скопления дресвы и щебня измененных базальтов, зерен палагонита и линзочки палагонитово-цеолитового песка. Такие включения имеют явно эдафогенное происхождение и свидетельствуют об эпизодическом поступлении со склонов гор продуктов подводной денудации вулканокластитов. Состав измененного вулканокластического материала такой же, как в описанной ниже верхнемеловой вулканокластической формации. Прослойки цеолитовых осадков с большим количеством сильно измененного базальтового стекла (?) встречаются в подошве формации гемипелагических глин в скважине 386, в зоне перехода к нижележащим базальтовым грауваккам.

Диagenетические процессы выражены в постепенном уплотнении и обезвоживании глин по мере увеличения глубины захоронения и возраста, а также в появлении минеральных новообразований. Много пирита в виде микрокристаллов, глобул пиритизации растительного детрита, радиолярий, спикул. Исследователи в разных рейсах при предварительном микроописании осадков на борту отмечали присутствие глауконита, местами в значительных количествах. Обычно это неопределенной формы зеленые микросгустки, иногда линзовидные или прожилковые выделения, в правильной диагностике которых мы, однако, не можем быть уверены. Кроме того, в алевроитовых прослоях часты типичные глауконитовые зерна. В миоценовых уплотненных глинах нередко встречаются, иногда обильно, сидерит и родохрозит, реже - доломит, характерны заполненные микрокристаллическим сидеритом (или родохрозитом) ходы илюедов.

При описании миоценовых гемипелагических глин в скважинах 382, 385, 388, а также 105 (нижняя часть разреза) отмечена небольшая примесь цео-

лита (клиноптилолита?). Присутствие его, однако, не удалось подтвердить дифрактометрическими определениями. Сильно литифицированы и окремнели нижние слои толщи гемипелагических глин континентального подножия в скважине 106 [Lancelot e. a., 1972; Zemmel's e. a., 1972], имеющие олигоцен-миоценовый (?) возраст и залегающие на глубине более 1000 м от поверхности дна. Они содержат значительное количество аутигенного кристобалита.

Текстура гемипелагических глин в основном однородная с видимой в шлифах ориентацией чешуек глинистых минералов параллельно напластованию. Редко встречаются тончайшие (миллиметровые) горизонтальные линзочки алеврита, по-видимому, образованные деятельностью придонных ("контурных") течений. Известковые прослои обладают градационной текстурой турбидитов. Отмечаются цветовая пятнистость и плосчатость, лишь частично связанные с ходами роющих организмов. Последние нередко подчеркнуты выделением сульфидов (гидротроилита, пирита) и сидерита или родохрозита. Отдельные коричневатые прослой скорее всего являются захороненными окисленными зонами, образовавшимися на поверхности дна в моменты замедления темпов осадконакопления. Интересные вторичные текстуры, связанные с проникновением через осадки газов и образованием в них газогидратов, описаны участниками 11-го рейса "Гломара Челленджера" [Lancelot e. a., 1972].

### Щелочно-базальтовая вулканокластическая формация подножий гор Новой Англии

Шлейфы обломочных и обломочно-глинистых пород — продуктов преобразования и переотложения базальтовых вулканокластитов — вскрыты скважинами 382 и 385 на подножиях двух подводных гор (Нэшвилл и Фогель) в горной депи Новой Англии. В отчете 43-го рейса "Гломара Челленджера" приведено описание литологии этих пород [Tucholke, Vogt e. a., 1979], особенно обстоятельное по скважине 382, где оно выполнено Дж. Гэйльхаузом совместно с другими участниками экспедиции. Мы изучали породы вулканокластической формации в шлифах.

Толща, несколько условно названная вулканокластической формацией, сложена в двух изученных районах в основном одними и теми же типами пород. В разрезе преобладают глинистые и алевритово-глинистые породы, в разной степени литифицированные, и базальтовые брекчии с подчиненным количеством базальтово-граувакковых песчаников и алевролитов. Кроме того, выделяются глинисто-алеваевритовые и глинисто-цеолитовые, а также глинисто-известковые (мергельные) слои или прослои. Для всей толщи характерна пестроцветность с явным преобладанием коричневых оттенков. По внешнему облику и характеру распределения окраски (яркой цветовой полосчатости) тонкозернистые породы близко напоминают отложения верхнемеловой формации пестрых глин, описанной выше, но отличаются от них по минеральному и химическому составу.

В скважине 382 вулканокластическая формация довольно четко делится (сверху вниз) на четыре пачки:

- 1) пестроцветных глин с прослоями нанномергелей (верхние слои этой пачки на основании резких отличий минерального и химического состава выделены нами в состав формации пестрых глин); мощность около 30 м, возраст — кампан — ранний маастрихт;
- 2) базальтовых брекчий и песчаников с прослоями мергелей; мощность 20 м, возраст — ранний кампан;
- 3) цеолитсодержащих глин, алевритистых глин (аргиллитов) и глинистых алевролитов, преимущественно пестроцветных, но с довольно мощными слоями от темно-голубовато-серых до зеленовато-черных; мощность 109 м, возраст — поздний мел, предположительно сантон — коньяк до раннего кампана;
- 4) базальтовых брекчий, песчаников и алевролитов, вскрытая мощность 47 м, возраст не установлен.

Состав пород в первой и третьей преимущественно тонкозернистых пачках в целом однотипен, хотя наблюдаются отличия в соотношениях отдельных раз-

новидностей. Главный тип пород в них – пестроцветные алевритистые глины, переходящие в аргиллиты и глинистые алевролиты, по составу глинистых минералов – монтмориллонитовые, по составу второстепенных породообразующих компонентов – полевошпатово-гиалокластические или полевошпатово-цеолитовые. Гранулометрические анализы, выполненные по стандартной методике в США [Tucholke, Vogt *et al.*, 1979], показывают, что 56–74% состава пород представлены фракцией сикта и только 25–42% – глинистой фракцией. В то же время рентгенодифрактометрические определения [Koch, Rothe, 1979] указывают на высокое содержание глинистых минералов – обычно 70–90% от суммы кристаллических фаз. В мазках под микроскопом, доля глинистого вещества составляла в среднем 60–70%, достигая в отдельных слоях 85%. Расхождение этих данных с гранулометрическими анализами объясняется наличием в породах глинизированного вулканокластического материала и глинистых агрегатов сиктового размера, которые не диспергируются даже под воздействием ультразвука. Следует также учесть, что большую долю составляют рентгеноаморфные вещества (полурасплавленное вулканическое стекло, гидроокислы железа), за счет которых реальное содержание глинистых минералов в породе будет гораздо ниже определенного дифрактометрически для ее кристаллических составляющих.

В виде прослоев и тонких слоев среди глинистых пород встречаются известковистые (мергельные) разности, карбонат в которых представлен либо остатками нанноплankтона, либо кристаллическим вторичным кальцитом.

В образце из верхней части разреза (керна 16, 99–103 см) макроскопически выделяются четкие разноцветные слои: светло-серый (3 мм), кирпично-красный (9 мм), желто-белый (3 мм) и светло-коричневый (5 мм). В шлифе слои с довольно отчетливыми границами различаются главным образом по карбонатности, в меньшей мере по гранулометрическому составу, представляя разновидности от почти бескарбонатной туфоглины (кирпично-красный слой) до пелитоморфного нанномергеля (белый слой) и обогащенного обломочным слабоизвестковистым мелкоалевритово-глинистым материалом (светло-коричневый слой). Глинистое вещество слабоанизотропное, по-видимому, смектитовое; в нем различима реликтовая структура тонкозернистого гиалокластита с размером остроугольных зерен глинизированного вулканического стекла 0,01–0,02 мм. Особенно отчетливо прослеживается эта структура в кирпично-красном слое. В веществе, цементирующем реликты стекла, наблюдаются выделения мельчайших кристалликов цеолита, но особенно обилен цеолит в виде щеточек, радиально-лучистых и призматически-зернистых агрегатов на контакте красного и белого слоев, где хорошо видно, как он цементирует участки (комочки?) глины. В составе обломочного материала (в светло-коричневом слое), кроме преобладающего измененного бурого вулканического стекла, встречаются черные непрозрачные обломки, зерна плагиоклаза, магнетита, реже – кварца, эпидота, апатита. Карбонат во всех слоях пелитоморфный, представлен кокколитами, их обломками и неопределимыми кальцитовыми частицами. Редко встречаются мелкоалевритовые зерна.

В другом образце (керна 16–5; 6–9 см) цветовая полосчатость также связана с послойным изменением состава и структуры породы. Темно-коричневые и кирпично-красные слои почти бескарбонатны и обогащены глинизированным гиалокластическим материалом, светло-коричневые – известковистые, а светлые коричневато-серые – мергельные. В шлифе среди тонкослойчатой известковистой (фораминиферо-кокколитовой) глины выделяются четко очерченные миллиметровые слои почти чистого глинизированного и оже-лезненного гиалокластита с небольшой примесью кокколитов и глинистого цементирующего материала. Изотропные бурые (неравномерно окрашенные) осколки вулканического стекла удлиненной, причудливо изогнутой остроугольной формы имеют размер 0,01–0,05 мм и ориентированы субпараллельно напластованию. Встречаются редкие более крупные зерна плагиоклаза, частично замещенного цеолитом, кубические кристаллы магнетита.

По довольно четкому контакту в шлифе гиалокластит сменяется гиалокластическим известково-глинистым туффитом с примесью фораминифер, который

постепенно переходит в известковисто-глинистую породу с подчиненным количеством реликтов вулканического стекла и с более значительной примесью фораминифер. Глинистое вещество микрокомковатое, с мельчайшими темно-бурыми сгустками. В породе выделяются линзочки микрокристаллического глинистого цеолитита.

Очень четкий даже в шлифе прямолинейный контакт отделяет слабоизвестковистую глину от более известкового (мергельного) слоя толщиной 2-3 мм, пелитоморфного, кокколитового, с рассеянными мелкими фораминиферами. Количество фораминифер, а также обломков стекла возрастает к следующему гиалокластическому слою, за которым опять следует фораминиферо-кокколитовый мергель.

Реликтовая структура гиалокластического материала то более, то менее отчетливо просматривается в глинистых и известково-глинистых осадках ряда других образцов. Варьирует содержание непрозрачных литокластических зерен, черных и бурых выделений (иногда колломорфного облика) гидроокислов железа и марганца, цеолита. Местами, в более литифицированных разностях, наблюдаются микроформации слоистости. В пустотах и трещинах такого рода образуется крупнокристаллический кальцит и цеолит.

При переходе от первой пачки ко второй в алевроитово-глинистых и мергельных осадках более часто встречаются прослои вулканокластических песчаников и алевролитов мощностью 1-10 см, обладающие обычно признаками турбидитов - четким прямолинейным или извилистым (эрозионным) нижним контактом и градационной текстурой. Местами в основании прослоев порода переходит в мелкообломочную брекчию. Обломочный материал в этих грубозернистых слоях представлен непрозрачными (черными) литокластами, иногда с мелкими вкрапленниками плагиоклаза, фрагментами базальтов с долеритовой структурой, измененным бурым стеклом, обломками пород, переполненных мельчайшими кристалликами магнетита, частично или полностью цеолитизированного плагиоклаза. Встречены редкие зерна клинопироксена, бурой роговой обманки, эпидота, апатита, сфена. Наполнителем песчаников и алевролитов служит карбонатно-глинистая масса с кокколитами, количество которой в каждом таком прослое возрастает кверху.

В шлифе одного из этих прослоев базальтово-граувакковый крупнозернистый песчаник градационно переходит в среднезернистый. Обломочный материал представлен фрагментами базальтов, кусками глинистых, мергельных и известковисто-алевроитовых осадков (в том числе с фораминиферами и кокколитами), вулканическим стеклом, роговой обманкой, авгитом, плагиоклазом. Базальтовые обломки обычно непористые, разнообразны по структуре - от стекловатых, вариолитовых до порфировых с крупными вкрапленниками роговой обманки в оранжевом стекле и полностью раскристаллизованных долеритовых, но чаще встречаются гиалопилитовые разности с тонкими лейстами плагиоклаза и обильными выделениями магнетита. Породы в разной степени, но в целом довольно слабо изменены.

В некоторых прослоях алевролитов и известковистых глин наблюдаются выделения крупнокристаллического кальцита, местами очень обильные. Они имеют форму то неправильную, с неровными контурами заполнения порового пространства и трещин дегидратации осадков, то округлую, сходную с заполнением пузырьков в базальтах. Некоторые крупные кристаллы кальцита напоминают по форме идиоморфный габитус вкрапленников оливина или плагиоклаза и, возможно, являются псевдоморфозами.

В третьей из названных выше пачек значительным распространением пользуются темно-голубовато-серые и зеленовато-серые породы. В одном из образцов тонкозернистой известково-глинистой породы наблюдается чередование темно-серых и светло-серых слоев. Контакты очень четкие, даже при большом увеличении. Темные слои резко обогащены ориентированными субпараллельно черными чешуйками органического вещества (?), по которым развит пирит. Видны также микроглобулы и тончайшие прожилки пирита. В светлых слоях черные чешуйки полностью отсутствуют. В целом же голубовато-серые слои по составу основных порообразующих компонентов не отличаются

ся от коричневых и пестроцветных. Здесь также выделяются прослои (мощностью 1–8 см) песчаников и алевролитов, состоящих из измененного вулканокластического материала, полевых шпатов и цеолитов. Основную часть пачки составляют алевроново-глинистые породы с монтмориллонитовым глинистым веществом.

Верхняя грубообломочная пачка (вторая) представлена в кернах 19 и 20 переслаиванием мелкообломочных брекчий, песчаников, алевролитов с мергелями и известковистыми глинами. Общая длина извлеченного керна здесь около 7 м (из 20 пробуренных). Выделяется семь слоев брекчий (мощностью от 5 до 97 см), шесть слоев песчаников и алевролитов (мощностью 1–8 см), чередующихся с 14 прослоями мергелей (2–10 см). Цвет пород преимущественно коричневый разных оттенков, доля сероцветных незначительна.

Брекчии сложены угловатыми, обычно резко остроугольными, реже – слегка сглаженными обломками мелкопузыристых базальтов, разнообразных по структуре и степени вторичных изменений. Преобладающий размер желтых, ржаво-бурых, коричневых и черных обломков 2–5 мм, максимальный – до 4 см (редко); они несортированы, а иногда проявляют нечеткую градиционную текстуру, как прямую, так и обратную (с погрубением к кровле слоя), свойственную отложениям грубообломочных потоков. Нижние контакты слоев четкие, иногда эрозионные.

При описании на борту судна отмечались сильные вторичные изменения базальтов в брекчиях, неодинаковые в разных по окраске обломках. Однако в описанных нами шлифах мелкообломочных брекчий степень вторичных изменений типа глинизации оказалась сравнительно небольшой. Породы состоят из угловатых обломков мелкопузыристых гиалобазальтов, в меньшем количестве присутствуют базальты с гиалопилитовой структурой основной массы, вкрапленниками роговой обманки и пироксена. В породе много крупных совершенно свежих кристаллов роговой обманки и авгита. Цвет стекла от бурого до ярко-оранжевого или черный. Оно переполнено пылевидными выделениями магнетита, изотропное, практически не затронуто раскристаллизацией. Цемент карбонатно-цеолитовый. Цеолит образует радиально-лучистые сферолитовые формы на поверхности обломков, промежутки между сферолитами заполнены кристаллическим (мозаичным) кальцитом. Тип цементации – базальный или заполнения пор (см. Приложение, табл. III, б).

Песчаники и алевролиты представляют собой более мелкозернистые аналоги тех же брекчий с аналогичным, преимущественно литокластическим базальтовым составом обломочного материала, но с большим количеством роговой обманки, пироксена, цеолита (в том числе обломочного). Для них характерна кося слойчатость.

Тонкозернистые карбонатные прослои серовато-коричневые, часто с косой или перекрещивающейся слойчатостью. Содержание  $\text{CaCO}_3$  колеблется в пределах 30–56%. Он представлен неопределимым тонкодисперсным карбонатом и кристаллическим вторичным кальцитом, присутствует доломит. Но имеются также биогенные остатки – наннопланктон и фораминиферы. Встречен один обломок раковины (*Inoceramus?*).

Нижний грубообломочный интервал (пачка 4) представлен в керне 23 хорошо выраженной переходной зоной (около 3 м) из переслаивающихся песчаников и алевролитов (см. Приложение, табл. III, а), под которой следуют монолитные брекчии, вскрытые на 2 м в керне 24 (в интервале 496–507 м) и на 3 м в керне 25 (в интервале 516,5–520,5 м). Брекчии сложены преимущественно красновато-коричневыми, в нижней части зеленовато-серыми угловатыми обломками пузыристых базальтов размером от 0,5–1 до 5–6 см. Цемент преимущественно кальцитовый. Крупнокристаллическим кальцитом заполнены также пузырьки в базальтах и пересекающие породу трещины.

Базальты в обломках, по описанию Р. Хаутона [Tucholke, Vogt et al., 1979], различаются по структуре и степени вторичных изменений, как и в верхней пачке брекчий, но здесь, особенно в нижней части вскрытого разреза, больше темно-серых слабо измененных пород с раскристаллизованной (гиалопилитовой, интерсертальной) основной массой и с вкрапленниками роговой об-

манки, авгита. В миндалинах этих пород наблюдаются зональные выделения эпидота, магнетита, цеолита и кальцита. Плагноклаз встречен только в виде лейст в основной массе, где представлен лабрадором с 67–73% An.

Вскрытый в скважине 385 на подножии горы Фогель разрез вулканокластической формации состоит, по-видимому, из одного вулканогенно-осадочного цикла, основание которого представлено массивными базальтовыми брекчиями (338–383 м, в кернах около 6,5 м), и перекрывается базальтово-грауваковыми песками и алевритами (317–338 м, в кернах около 1 м). Выше выход керна был исключительно плохой, и разрез восстанавливается лишь предположительно. В нем присутствуют пестроцветные глинистые вулканокластические алевриты (25 см в керне 19), брекчии (куски в керне 18 вместе с обломками базальта) и интервал около 20 см мелкокристаллических базальтов (кern 16). Над ними залегают пестрые (темно-серовато-коричневые, красновато-коричневые, серые) глины с прослоями алевритов, постепенно переходящие кверху (в кернах 15–16) в невулканокластические пестроцветные пелагические глины (см. Приложение, табл. III, в).

Глины этого верхнего переходного слоя, главным образом гидрослюдистые и каолинитово-гидрослюдистые, в шлифах с яркими цветами интерференции, содержат костный детрит. В глинистом веществе рассеяны, а иногда образуют гнезда и линзы песчано-алееритовые вулканокластические обломки – сильно измененные литокласты и гиалокласты.

Алееритовые прослой сложены в основном гиалокластическим материалом с цеолитизированными зернами полевого шпата, кристаллами роговой обманки, сфена. Глинистое вещество в этих прослоях чисто монтмориллонитовое, в шлифе почти изотропное. В пустотах наблюдаются выделения цеолита. Количество алееритовых и песчаных прослоев уменьшается снизу вверх, в них видна градиционная текстура, а также косая слойчатость. В некоторых прослоях встречаются полуокатанные гравийные зерна базальта.

Брекчии состоят из обломков базальта размером от песчаного до 22 см в поперечнике, без определенной сортировки. Обломки угловатые, реже – полуокатанные, представлены пузыристыми базальтами, в разной степени измененными (см. Приложение, табл. IV). Мелкообломочный материал представлен преимущественно крупными кристаллами роговой обманки и авгита. Пузырьки заполнены кальцитом, реже – хлоритоподобным зеленым минералом (смектитом?). Породы рассечены жилками кальцита.

Отсутствие сортировки и признаков турбидитов в отличие от наблюдававшихся в вулканокластитах скважины 382 указывает, вероятно, на осыпное или обвальное происхождение брекчий.

Как показывают приведенные данные, подавляющее большинство пород этой формации в обеих скважинах образовано из первично-базальтового вещества, явно поступившего с соседних вулканических гор. Лишь небольшую долю составляет биогенный карбонатный и терригенный материал. Почти все породы имеют признаки переотложения вулканокластики и продуктов ее преобразования разного рода подводно-склоновыми гравитационными процессами – мутьевыми и кластическими потоками, а также, вероятно, подводными осыпями и обвалами.

В гравитационную транспортировку был вовлечен вулканокластический материал, предварительно в разной степени измененный, а также различающийся по первичной структуре. Обломки, смешанные в обломочных породах, скорее всего принадлежат к продуктам разных фаз извержений, возможно, разделенных длительными промежутками времени. Мобилизацию тефровых накоплений на склонах подводных гор и их перенос гравитационными процессами к подножиям не обязательно связывать с пароксизмами вулканической активности: эти процессы могут иметь и тектоническую природу. Отсутствие мелководной фауны и наличие пелагической свидетельствуют в пользу вулкано-эдафогенного (подводно-склонового) процесса и противоречат предположению о наземном, терригенном источнике обломочного материала. В то же время значительная пузыристость большинства базальтов указывает на сравнительно небольшую глубину подводных извержений. Что касается глубины отложения вулканоклас-

тических толщ, то она, судя по хорошей сохранности остатков наннопланктона в некоторых прослоях пелагического облика, была меньше КГК. Разница современных отметок вершин гор и глубины кровли вулканокластической формации у их подножий позволяет оценить минимально возможную глубину порядка 3200–3800 м при допущении, что вершины находились в момент ее накопления близ уровня океана, но не возвышались над ним. Реальная глубина была, вероятно, несколько больше, поскольку верхние слои формации образовались явно после прекращения вулканической деятельности и опускания гор.

### Базальтово-граувакковая турбидитная формация

170-метровая олигоцен–нижнемиоценовая толща граувакковых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с глинами и мергелями, вскрыта скважиной 386 у восточного подножия Бермудской возвышенности [Tucholke, Vogt e. a., 1979]. Мы изучали эти породы в шлифах и мазках, а также методами минералогического (см. гл. III) и химического (см. гл. IV) анализов. Данные о минеральном составе пород имеются также в статье Р. Коха и П. Роте [Koch, Rothe, 1979].

Толща содержит широкий набор структурных разновидностей обломочных и глинистых пород при близком родстве их минерального и химического состава. В подчиненном количестве, главным образом в верхних частях разреза, встречаются известковистые породы с биогенным карбонатным материалом – мергели, известковистые глины, алевролиты и песчаники. Помимо литифицированных, встречаются также рыхлые разновидности обломочных пород – пески, алевролиты.

Разные типы пород образуют слои мощностью от нескольких сантиметров до 2–3 м с отчетливыми чертами ритмичности турбидитного характера: грубозернистые градационные или массивные базальные слои с резким нижним контактом переходят кверху в более мелкозернистые слойчатые, а затем во внешне однородные тонкозернистые, в кровле которых наблюдаются ходы роющих организмов. Мощности ритмов варьируют от 10–30 см до 3–4 м. Турбидитные ритмы группируются в пакеты от 2–3 до 20 м, однотипные по породному составу и текстуре. Различимы три более мощные пачки, отличающиеся по преобладающим типам пород и, по-видимому, отражающие какие-то крупные циклы турбидитной седиментации:

1) верхняя пачка, в которой преобладают глинистые и известковисто-глинистые породы со сравнительно маломощными прослоями песчано-алевролитовых осадков, также обычно известковистых (147–171 м, нижний миоцен);

2) средняя пачка с мощными слоями песчаников и алевролитов, ритмично чередующихся с алевролитистыми аргиллитами (171–214 (?) м, олигоцен);

3) нижняя пачка, в которой преобладают аргиллиты и алевролитистые аргиллиты с подчиненным количеством сравнительно маломощных (5–20 см, максимум до 60 см) прослоев алевролитов и песчаников в основаниях турбидитных ритмов (223 (?) – 318 м, верхний эоцен (?) – нижний олигоцен).

В верхней пачке среди преобладающих глин, зеленовато- или оливково-серых и красновато-коричневых, встречаются редкие сравнительно маломощные (2–10 см, в одном случае до 50 см) грубозернистые (песчано-алевролитовые) известковые прослои с признаками турбидитов: резким нижним контактом, постепенным уменьшением крупности кверху (градационной текстурой). Над этими базальными слоями выделяются интервалы известковистых алевролитово-глинистых осадков, отличающихся по оливково-серому цвету от красновато-коричневых бескарбонатных глин, образующих промежутки между турбидитными ритмами.

В шлифе одного из турбидитных слоев верхней части пачки (керна 4, 110–112 см) представлена глинисто-карбонатная порода с большим содержанием обломочного материала. Видно тонкое чередование миллиметровых слоев, различающихся по гранулометрическому составу и содержанию обломочного материала. Наиболее крупнозернистый слой толщиной 1 мм (основание ритма?) сложен раковинами фораминифер (около 30%), неопределимыми карбо-

натными фрагментами (около 10%) и обломочными зернами размера крупного алевроита, промежутки между которыми заполнены пелитовым карбонатно-глинистым веществом (около 30%). Обломочный материал представлен преимущественно агрегатными зернами и слюдой, присутствуют зерна эпидота, реже - кварца, цоизита, сфена, хромшпинелида, граната. Агрегатные зерна непрозрачные или полупрозрачные (черные, бурые, зеленые). Среди них различимы обломки метаморфических пород, состоящих из слюдоподобного минерала с эпидотом и черным рудным веществом, а также фрагменты сильно измененной основной массы эффузивных пород. Слюда встречается в виде довольно крупных (до 0,1-0,2 мм) листочков и пакетов, часто изогнутых или тонко гофрированных, окрашена в шлифе в разные оттенки коричневого и зеленого цвета с сильным плеохроизмом (вероятно, это в разной степени гидратированные слюды ряда биотита - флогопита).

Алевритовый слой переходит кверху в более тонкую глинисто-карбонатную породу с гораздо меньшим содержанием целых раковин фораминифер и обломочных зерен. Литологический состав этого слоя сходен с описанным, но более обогащен слюдой. Под алевритовым слоем лежит желтовато-коричневая известковистая глина, слюдистая, с примесью фораминифер, кокколитов, обломочных зерен.

Состав обломочной части турбидитов указывает на размыв метаморфических пород (сланцев?), а остатки наннопланктона и фораминифер при отсутствии мелководной фауны свидетельствуют о том, что в суспензионные потоки вовлекались сравнительно глубоководные гемипелагические осадки.

В нижней части пачки выделяется несколько мощных турбидитных ритмов сложного строения. Так, в керне 5 градационно-слоистый песчано-алевритовый интервал мощностью 6,5 см, сложенный обломками измененных вулканических пород, пироксеном, хлоритом и известковым детритом, сменяется кверху прослеживаемым на протяжении 60 см переслаиванием цеолитсодержащих алевроитов и алевроито-глинистых осадков. Выше лежат однородные алевроитистые глины оливкового цвета мощностью около 2,5 м с ходами илоедов, которые резко срезаются грубозернистым известковистым песком базального слоя следующего по меньшей мере 2-метрового ритма.

В керне 6 в зоне перехода к средней песчаниковой пачке выделяется 160-сантиметровый интервал с серией маломощных турбидитных ритмов (по 15-40 см). Базальные слои мощностью 2-4 см сложены базальто-граувакковым материалом, обогащенным тяжелыми минералами (особенно авгитом - титанавгитом). Тонкозернистые члены ритмов представлены цеолитсодержащими слабоизвестковистыми алевроитистыми глинами.

Мощным (более 3,5 м) турбидитным ритмом в нижней части керна 6 начинается средняя пачка. Этот типичный для данной пачки ритм состоит из метрового (не полностью вскрытого) слоя массивных темно-серых крупно- и среднезернистых песчаников, содержащих редкие крупные обломки базальта (до 1,5 см в поперечнике). Кверху они сменяются слойчатыми, местами с перекрещивающейся косоj слойчатостью мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (60 см), выше которых залегают плотные коричневые известковистые алевроитистые глины мощностью 2 м с мелкими светло-серыми линзами обломочно-известковых осадков.

Слойчатый мелкозернистый песчаник этого ритма (кern 6, секция 4; см. Приложение, табл. III, 2) состоит преимущественно из литокластического материала, представленного округлыми глинистыми комочками (с включениями вулканического стекла, пироксена, радиолярий), вулканическим стеклом (от черного до почти бесцветного), обломками базальтов (в том числе гиаобазальта с крупными вкрапленниками пироксена), ближе не определенными агрегатными зернами, обломками кристаллического известняка. Вторым обломочным компонентом является клинопироксен в виде остроугольных обломков и идиоморфных короткостолбчатых кристаллов. Минерал светло-коричневый, с едва заметным плеохроизмом, заметной дисперсией, с углом угасания  $cNg = 43^{\circ}$ . В небольшом количестве встречен эпидот, в единичных зернах - слю-

да, циркон, апатит, сфер, хромшпинелид. В породе обнаружены единичные обломки раковин брахиопод (?) радиолярии, неопределимые карбонатные обломки. В порах цемента наблюдаются шеточки светло-зеленого смектита и друзы филлипсита (см. Приложение, табл. VII), реже встречается халцедон.

Цемент глинисто-карбонатный, с кристаллическим кальцитом.

Еще более мощный слой (3 м) массивного песчаника представлен в керне 7. Песчаники здесь крупно- и среднезернистые, в нижней части и в отдельных прослоях выше переходят в гравелиты, они содержат многочисленные зерна и окатыши коричневых глин, сосредоточенных в нечеткие слои. Эти песчаники перекрываются слойчатыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами общей мощностью 50 см, а выше залегают темно-серые плотные глины, вверху сменяющиеся красновато-коричневыми.

Песчаник из средней части массивного слоя (описанный в шлифе) граувакковый, серый, неравномернозернистый. Обломочный материал представлен преимущественно глинистыми агрегатами и обломками базальта, в подчиненном количестве отмечаются вулканическое стекло, пироксены. В качестве акцессорных минералов встречаются эпидот и гранат. Глинистые обломки округлой формы - до 2-3 мм в диаметре, обычно превышают по величине другие зерна. По-видимому, эти комочки оказались в составе турбидита в результате эрозии дна. Они состоят из светло-бурой, почти изотропной смектитовой массы с мелкими зернами пироксена, чешуйками хлорита и нацело измененного биотита, кристалликами и неправильными зернами магнетита. Местами в комочках различимы многочисленные точечные выделения карбоната (кокколиты?). Вулканические стекла пузыристые, черно-коричневые, бурые и бесцветные. Бесцветное стекло частично замещено хлоритом, изредка по нему развивается халцедон. Кроме стекла, встречаются темно-бурые или почти черные обломки базальта с лейстами плагиоклаза. Пироксен представлен короткостолбчатыми кристаллами титанавгита. В породе присутствуют в небольшом количестве раковины фораминифер. Один карбонатный обломок напоминает фрагмент мшанки. Цемент глинисто-карбонатный, содержит остатки наннопланктона.

В кернах 8 и 9 (185-214 м), сильно раздробленных при бурении, преобладают песчаники, только верхние 2 м в керне 8 сложены красновато-коричневыми слабобазальтовыми и желтовато-зелеными бескарбонатными плотными глинами. На нижних 2,5 м в керне 9, представляющих переход к нижней пачке, коричневые и серые глины ритмично переслаиваются со слойчатыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

В разрезе чередуются песчаники от крупнозернистых до мелкозернистых, а также крупноалевритовые и глинисто-песчаные породы; переходы между ними постепенные и имеют характер градационной текстуры. Текстуру пород можно интерпретировать как результат повторного (пульсационного) поступления грубозернистого материала с мощными мутьевыми (или "песчаными") потоками без промежуточных стадий отложения тонкого материала.

В одном из градационных слоев описан песчаник мелкозернистый, коричневатый-серый, глинистый, граувакковый, состоящий преимущественно из алевритово-глинистых комочков с округлыми, сглаженными контурами, иногда расплывчатыми, сливающимися с цементирующей массой. Как в глинистых зернах, так и в цементе довольно равномерно рассеяны кокколиты. Кроме глинистых литокластов, в породе содержатся осколки кристаллов пироксена, чешуйки хлорита и биотита, зерна магнетита, вулканическое стекло (черное, бурое, редко бесцветное, замещенное хлоритом). Встречаются очень мелкие раковины фораминифер. Цемент глинисто-карбонатный.

В нижней пачке базальтово-граувакковой формации преобладают аргиллиты и алевритистые аргиллиты, красновато-коричневые и серые, чередующиеся в сравнительно маломощных (10-50 см) ритмах с тонкослойчатыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Массивные или градационные слои песчаников редки и маломощны (5-10 см). В одном из тонкослойчатых базальных слоев в керне 12 песчаник мелкозернистый, граувакковый. Преобладают светло-бурые глинистые литокласты округлых очертаний размером 0,1-

0,2 мм, часто с многочисленными точечными выделениями карбоната (кокколитами?). Кроме них, в породе содержится темно-бурое и бесцветное вулканическое стекло, по последнему, как правило, развивается хлорит. Некоторые стекла пузырчатые. Встречаются единичные листочки биотита, зерна клинопироксена, апатита, магнетита. В породе довольно много фораминифер и замещенных кальцитом радиолярий. Цемент глинисто-карбонатный.

Происхождение обломочных пород описанного разреза неясно. Хотя в целом они имеют как по химическим, так и по минералогическим данным базальтовый (щелочно-базальтовый?) состав, вряд ли можно эти породы считать вулканокластическими.

Ритмичнослоистое строение типичных турбидитов, переслаивание с глинистыми и нанномергельными осадками, содержание комочков глины и пелагических биогенных остатков — все это свидетельствует об осадочном, турбидитном механизме их отложения. Но это и не переотложенная в мутьевых потоках тефра. Присутствие таких вторичных минералов, как хлорит, эпидот и гранат, свидетельствует о метаморфических изменениях вулканитов до их переотложения в турбидитах.

Не менее важен вопрос об источнике обломочного материала. Соседство Бермудской возвышенности, на которой в палеогене существовали вулканические острова, наводит на мысль о смыве терригенных (вулканотерригенных) продуктов денудации с этих островов. Но наземному его происхождению противоречит отсутствие (кроме очень редких известковых обломков неясного происхождения) остатков мелководной фауны и флоры. В то же время во всей толще присутствуют пелагические биогенные остатки. Это наряду с глинистыми окатышами и пелагической фауной указывает на размыв подводных склонов, т.е. на эдафогенное происхождение песчано-алевритового материала и сложенных им пород. Вблизи скважины 386 на сейсмопрофилях видны крутые выступы акустического фундамента, которые могли служить источником эдафогенного материала, если на них в олигоцене обнажались рыхлые вулканокластические породы, уже подвергшиеся к этому времени вторичным изменениям (в том числе метаморфическим).

### Пелагические глины

Вопрос о существовании настоящих пелагических (красных) глин как самостоятельной осадочной формации среди глубоководных осадков Северо-Американской котловины до конца не решен. На картах современных осадков [Физико-географический атлас мира, 1964; Емельянов и др., 1975] показана область их распространения на дне абиссальных равнин Гаттерас и Нэйрк к югу и западу от Бермудской возвышенности. Но рисовка контура этой области неоднократно менялась в связи с поступлением новых данных, часто противоречивых, допускающих неоднозначное толкование. Мы имели возможность изучать пелагические глины в одном отрезке керна из скважины 387 (кern 1, 32-41 м от дна).

Осадки в этом керне представлены однородными серовато-коричневыми очень тонкими глинами, содержащими рассеянные черные точечные выделения гидроокислов железа и марганца. Гранулометрический анализ одной из проб показывает содержание пелитовой фракции (мельче 0,01 мм) более 99% с примерно одинаковым распределением частиц по трем фракциям пелита. Содержание глинистой фракции (мельче 0,005 мм), по нашему определению, составляет 69,5%. Проба, проанализированная в лаборатории Скриппсовского океанографического института с применением ультразвуковой диспергации [Tucholke, Vogt e.a., 1979], оказалась на 96% сложенной глинистой фракцией (мельче 0,004 мм). Отмытая алевритовая фракция почти целиком сложена сростками ("розетками") мельчайших кристалликов родохрозита, в виде единичных зерен присутствуют костный детрит, микроконкреции. Глинистые минералы составляют по дифрактометрическим данным 81% от суммы кристаллических фаз осадка, во фракции < 0,002 мм определено примерно равное содержание гидрослюда и монтмориллонита (42 и 39%), каолинит составляет

12%, хлорит – 7%. В осадках содержится 15% тонкодисперсного кварца и 4% полевых шпатов [Koch, Rothe, 1979]. Глины лишь слегка обогащены железом (5,44%), а содержание марганца низкое (0,08%). Не отмечено никакого повышения концентрации меди и никеля по сравнению с гемипелагическими глинами. Содержание органического углерода – 0,1%.

Приведенные данные близки к полученным для пелагических глин поверхностного слоя осадков этого района [Емельянов и др., 1975] и позволяют отнести эти осадки к литолого-фациальному типу миопелагических глин, переходных от эвпелагических (“настоящих”) красных глин к терригенным гемипелагическим [Скорнякова, Мурдмаа, 1968]. По генезису это тонко отсортированные окисленные терригенные глинистые илы зоны низкой биологической продуктивности, глубин ниже КГК.

### Терригенные турбидиты

Литология плиоцен-плейстоценовых турбидитов на абиссальной равнине Сом детально охарактеризована по кернам двух скважин, из которых одна (382) прошла юго-западный край этой толщи вблизи места выклинивания на склонах гор Новой Англи, а во второй (383), в центре равнины, был получен только один отрезок керна длиной 4,9 м (с глубины 54–63 м от дна). Кроме того, мы изучали терригенные турбидиты подножия континентального склона по прерывистым кернам из скважины 388 [Benson, Sheridan e.a., 1978]. Для сравнения привлечены литологические описания аналогичных отложений (скв. 106), полученных в 11-м рейсе “Гломара Челленджера” [Lancelot e.a., 1972; Hollister, Ewing e.a., 1972].

Турбидиты сложены преимущественно терригенным материалом континентального происхождения от тонкопелитового (глинистого) до крупнопесчаного, ритмично распределенного в разрезе согласно закономерностям турбидитной седиментации. В изученных скважинах представлены как тонкозернистые (дистальные), так и грубозернистые (проксимальные) турбидиты.

К последним могут быть отнесены пески абиссальной равнины Сом в скважине 383, пробуренной на западной окраине главного “стрешня” катастрофического суспензионного потока 1929 г., стекавшего с Большой Ньюфаундлендской банки и вызвавшего разрыв многих подводных телеграфных кабелей [Heezen, Hollister, 1971]. Принадлежность песков к отложениям именно этого потока представляется вероятной, хотя и не доказана однозначно. Во всяком случае пески, среди которых имеются крупнозернистые, на глубине 5300 м и на расстоянии более 700 км от ближайших мелководий могут быть только отложениями суспензионных потоков. Следует указать, что песками, практически лишенными глинистых прослоев, сложен здесь, вероятно, весь пробуренный (но не опробованный) 120-метровый разрез [Tucholke, Vogt e.a., 1979].

В единственном полученном керне пески оказались искусственно отсортированными в “градационные ритмы” в процессе промывки скважины. По гранулометрическому составу они варьируют от крупнозернистого (переходящего в мелкий гравий с максимальным размером зерен 5 мм) до мелкозернистого с подчиненным количеством крупного алеврита и более крупных комков глины. По составу пески олигомиктовые полевшлатово-кварцевые (70–90% кварца) с небольшой примесью цветных минералов, обломков пород (известняка, алевrolита, кварцита, глины). Крупные зерна кварца и обломки пород несут явные признаки окатанности.

В скважине 382 толща турбидитов мощностью 232 м (плейстоцен – верхний плиоцен) представлена преимущественно (около 75%) тонкозернистыми глинистыми и алевритово-глинистыми осадками. Сильтовые, алевритовые и песчаные слои (мощностью от нескольких сантиметров до 1,2 м) слагают не более 25% объема. Цвет большинства осадков темно-серый, но встречаются коричневые и коричневато-серые прослои.

Алевритовые и песчаные прослои имеют резко очерченные нижние контакты, а нередко и верхние. Преобладают мелкоалевритовые разности, реже встречаются крупноалевритовые и мелкопесчаные. В основании песчаных сло-

ев встречены обломки раковин моллюсков. Песчано-алевроитовый материал по составу олигомиктовый полевошпатово-кварцевый с примесью цветных минералов, слюды, биогенного карбоната, растительных остатков и глауконита. Алевроитово-глинистые (сильтово-глинистые) осадки сложены глинистыми минералами хлорит-гидрослюдистого комплекса и тонкодисперсным (мелкоалевроитовым и крупнопелитовым) полевошпатово-кварцевым обломочным материалом. Примесь биогенного  $\text{CaCO}_3$  составляет в среднем 6%. Наблюдается мельчайший растительный детрит. Алевроитово-глинистые осадки содержат многочисленные тонкие (миллиметровые) линзочки кварцевого алевроита, параллельные напластованию. Обычно они окрашены сульфидами железа в черный цвет. Кроме того, наблюдаются точечные выделения гидротроилита - пирита.

В скважине 388' на континентальном подножии толща турбидитов пройдена с прерывистым отбором керна. В трех сильно нарушенных при бурении кернах, охватывающих интервал 0-50 м, представлено переслаивание известковистых (18-22%  $\text{CaCO}_3$ ) и мергельных (35-43%  $\text{CaCO}_3$ ) алевроитово-пелитовых и пелитовых осадков с прослоями кварцевых алевроитов и мелкозернистых песков. Мощность песчано-алевроитовых слоев достигает 30-40 см, но чаще не превышает первых сантиметров. Встречены также тончайшие (миллиметровые) линзочки алевроита. Состав глинистых минералов каолинит-гидрослюдистый [Flood, 1978]. Карбонатный материал биогенный, кокколитовый. Осадки преимущественно серые, содержат точечные выделения и штрихи гидротроилита и пирита. Но встречается также довольно много четко очерченных коричневатых (окисленных) прослоев.

Скважина 106 прошла в верхней части континентального подножия через толщу терригенных турбидитов, мощностью 360 м, заполняющих судя по сейсмическим данным небольшую впадину, представляющую собой акустически "непрозрачную" горизонтальнослоистую линзу с выровненной поверхностью [Ewing, Hollister, 1972; Hollister, Ewing e.a., 1972]. В сильно нарушенных кернах почти не сохранились первичные текстурные черты, но чередование песков, алевроитов и алевроитово-глинистых осадков явно указывает на их турбидитное происхождение [Lancelot e.a., 1972]. Песчано-алевроитовый материал преимущественно кварцевый с подчиненным количеством полевых шпатов, слюды и тяжелых минералов (амфиболов, пироксенов, эпидота, граната). Отмечено присутствие растительного детрита и аутигенных минералов - пирита, глауконита, доломита. Глинистые минералы имеют хлорит-гидрослюдистый состав, характерный для четвертичных осадков всей континентальной окраины Северной Америки.

### Пелагические и гемипелагические известковые осадки

Литологию пород пелагических карбонатных формаций мы специально не изучали и пользуемся для их характеристики первичными описаниями, выполненными литологами 43-го и 44-го рейсов на борту "Гломара Челленджера" при участии И.О. Мурдмаа [Tucholke, Vogt e.a., 1979; Benson, Sheridan e.a., 1978]. Довольно детальные разрезы этих формаций получены на хребте Джи-аномалии в северной части абиссальной равнины Сом (скв. 384) и на выступе плато Блейк (скв. 390, 392).

В этих районах преобладают нанноилы и их полулитифицированные разновидности - мелы и мергели. Пелагические красноцветные разновидности (от белых, бледно-желтоватых, розоватых, светло-бежевых до коричневых разных оттенков), отражающие окислительную среду осадконакопления и раннего диагенеза, составляют большую часть этих пород. В приконтинентальном районе (плато Блейк) развиты также сероцветные (светло-голубовато-серые, зеленовато-серые и оливково-серые) разновидности, свидетельствующие о слабо восстановительной среде и относимые к гемипелагическим. Серые слои характеризуют здесь маастрихтскую часть разреза.

Состав пород определяется главным образом соотношением биогенного известкового (кальцитового) и глинистого компонентов. Остальные компоненты количественно резко подчиненные и редко становятся осадкообразующими (био-

генный кремнезем). По содержанию  $\text{CaCO}_3$  разрезы в обоих районах довольно отчетливо делятся на пачки. В скважине 384 выделяются три такие пачки. Верхняя (50–100 м, эоцен), мергельная, содержит  $\text{CaCO}_3$  45–65%, но в ее нижней части имеется высококарбонатный слой (до 90%  $\text{CaCO}_3$ ). Средняя пачка (100–170 м, палеоцен) характеризуется содержанием  $\text{CaCO}_3$  65–80%. Нижняя (170–193 м, маастрихт) пачка представлена наиболее чистыми известковыми осадками (мелами) с содержанием  $\text{CaCO}_3$  80–95%. В скважине 390 эоценовые слои известковые (70–80%  $\text{CaCO}_3$ ), палеоценовые в основном известково-мергельные (50–70%  $\text{CaCO}_3$ ), кампан-маастрихтские – высококарбонатные (70–95%  $\text{CaCO}_3$ ), а алт-альбские – мергельные (30–55%  $\text{CaCO}_3$ ).

Преобладающий в составе пород пелитоморфный карбонат (кальцит) представлен почти полностью остатками наннопланктона – кокколитами, дискоастерами и их фрагментами в виде тончайших пластинок и иголок. Доля фораминифер от суммарного карбоната обычно незначительна: в скважине 384 по визуальной оценке в мазках она постепенно уменьшается снизу вверх от 10–15% до нулевых значений, в скв. 390 фораминиферы составляют не более 10–15% от суммарного карбоната, а в некоторых интервалах практически отсутствуют. Примерно в таком же количестве присутствует неопределимый карбонатный детрит.

Для некоторых известковых осадков характерна примесь, местами значительная, биогенных кремневых частиц, главным образом радиолярий. Слои с радиоляриями занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе: в обоих районах это эоценовые (средне-нижнеэоценовые), отчасти верхнепалеоценовые отложения, тогда как меловые отложения лишены кремневых остатков.

В некоторых разностях известковых осадков отмечена значительная примесь цеолита (клиноптилолита). В скважине 390 выделяется два таких цеолитсодержащих интервала: среднеэоценовый и датский. В скважине 384 клиноптилолит в небольшом количестве присутствует в нижнеэоценовых и палеоценовых слоях. В обеих скважинах встречены тридимит-кристобалитовые кремни. В скважине 390 они впервые появляются в среднеэоценовых отложениях, а в скважине 384 – в нижнеэоценовых и не встречаются в нижнепалеоценовых и меловых слоях.

### **Отложения гравитационных потоков впадины Блейк-Багама (кремнисто-карбонатная „лавиная“ формация)**

Породы, слагающие эту своеобразную по составу и строению миоценовую толщу на дне впадины Блейк-Багама у подножия склона плато Блейк, вскрыты скважиной 391. Мы изучили серию шлифов этих пород, что дополняет данные их полевого описания [Benson, Sheridan e.a., 1978] и небольшие по объему микрофациальные исследования [Pastouret e.a., 1978].

Разрез формации в скважине 391 состоит из пяти четко обособленных закономерно чередующихся пачек (сверху вниз):

- 1) белый чистый высокоизвестковый (в среднем 97%  $\text{CaCO}_3$ ) ил, алевроитово-пелитовый, неслоистый (мощность 57 м, поздний миоцен);
- 2) слабо уплотненный мел с кусками (интракластами) радиоляриевых глин (мощность 122 м, средний миоцен);
- 3) кремнистая (радиоляриевая) плотная глина (мощность 28 м, средний миоцен);
- 4) мел с интракластами радиоляриевых глин, похожий на пачку 2, в нижней части с обломками известняка (мощность 171 м, средний – ранний миоцен);
- 5) переслаивание плотных глин, мергелей, мелов (в том числе с интракластами), турбидитов (мощность 124 м, ранний миоцен).

Первая пачка сложена почти нацело тонкозернистым мелкоалевритовым и пелитовым карбонатом кальция, большая часть которого не обнаруживает под микроскопом биоморфной структуры. Лишь в подчиненном количестве встре-

чаются остатки наннопланктона и фораминифер. Дифрактометрически установлено, что 28–47% карбоната представлены арагонитом, 3–5% – доломитом, остальное – кальцитом [Flood, 1978]. Высокое содержание арагонита и преобладание неопределимой тонкодисперсной известковой "муки" свидетельствует о мелководном происхождении осадочного материала, снесенного во впадину пока не ясными процессами, скорее всего со стороны Багамской банки.

Два интервала мела с интракластами (пачки 2 и 4), а также слои мела с интракластами в пачке 5 сходны между собой. Это новый литологический (и генетический) тип пород смешанного состава, насколько нам известно, ранее нигде не описанный. Макроскопически породы представляют собой слабо уплотненный мел светло-серого или светло-оливкового цвета с обильными, распространенными по всей массе включениями (интракластами) темно-зеленовато-серых или темно-оливковых почти бескарбонатных глинистых пород. Размер и количество интракластов варьируют по разрезу. В интервалах, где они наиболее часто встречаются, доля их достигает 10–15% от объема пород. Размер колеблется от нескольких миллиметров до 4–5 см по длине и до 2–3 см в поперечнике. Преобладают уплощенные линзовидные обломки с признаками пластических деформаций, реже наблюдаются остроугольные формы. Форма обломков позволяет заключить, что глины в момент включения их в состав известкового ила были пластичные, хотя и слегка уплотненные. Интракласты обычно ориентированы субгоризонтально напластованию (см. Приложение, табл. II, *в, г*), а иногда четкая субпараллельная их ориентировка находится под косым углом к оси скважины. Реже наблюдается неупорядоченное расположение обломков.

Содержание  $\text{CaCO}_3$  в породах обычно высокое, 80–95%, лишь в интервалах с обильными интракластами оно снижается до 70–80%.

Состав основной карбонатной массы мела в пачках 2 и 4 несколько различается. В верхней преобладает неопределимый, преимущественно пелитоморфный, карбонат с подчиненным количеством наннопланктона и фораминифер, т.е. материал, сходный с описанным в чистых известковых илах пачки 1. Дифрактометрические данные [Flood, 1978] показывают значительное содержание арагонита (13–26%), присутствуют ромбики доломита. В шлифах отмечены единичные спикулы губок и ближе не определенные биогенные фрагменты. В нижней части появляются более грубозернистые прослои, обогащенные фораминиферами, а также замещенными кальцитом, радиоляриями, фрагментами иглокожих.

Мел в пачке 4 также в основном пелитоморфный, но состоит преимущественно из остатков наннопланктона с подчиненным количеством неопределимого известкового материала и детрита фораминифер. Арагонит здесь практически отсутствует, доломит отмечается редко. Встречаются спикулы губок, радиолярии, замещенные кальцитом, а иногда пиритом.

Интракласты представлены почти бескарбонатной кремнистой (радиоляриевой) глиной, часто обогащенной органическим веществом и пиритом. Они имеют в шлифах четкие контакты с вмещающим их мелом. Контуров неровные, часто изогнутые, свидетельствуют о пластичности глин в момент образования кластов. Породы сложены тонкочешуйчатыми глинистыми минералами светло-зеленого цвета с отчетливо ориентированным агрегатным угасанием и тонким кремневым детритом диатомей и радиолярий. Особенно характерны тонкие игольчатые пеннатные формы диатомей. Примесь обломочных минералов небольшая: встречаются кварц, биотит, хлорит, полевые шпаты. Довольно обилён пирит в виде микроглобул.

В подошве четвертой пачки нанномел наряду с интракластами кремнистой глины содержит обломки разноцветных известняков – розовато-серых, голубовато-серых, коричневых размером до 0,5–1 см. Известняки биогенные, мелководные, разнообразные по составу. Описаны разности фораминиферовые с обломками красных водорослей, морских ежей, моллюсков и комковатые (псевдоолитовые) с миллиолидами, остракодами и др. В этом интервале снова появляется арагонит (в одной пробе 22%).

Верхняя глинистая пачка (3) сложена плотными темными оливково-серыми и зеленовато-серыми диатомово-радиоляриевыми глинами. В шлифах глина с параллельной ориентировкой листочков гидрослюды и чешуек биотита с резким плеохроизмом содержит пирит и зернышки глауконита, переполнена обломками радиолярий и диатомей. Встречаются растительные остатки и смоляные тельца. Макроскопически наблюдаются черные прослойки и заполнения трещин пиритом. Глины очень похожи на описанные в интракластах.

Самая нижняя пачка разреза (5) содержит слои таких же кремнистых глин, но, помимо них, встречаются слои мела с интракластами, микрослойчатых алевритистых глин, известковистых глин, мергелей. Выделяются турбидитные (?) ритмы с ясно выраженными эрозионными нижними контактами.

Базальные слои (над эрозионным контактом) в турбидитах сложены комковатыми кремнисто-карбонатно-глинистыми осадками, выше осадки становятся тонкослойчатыми, иногда косослойчатыми с чередованием кремнисто-глинистых и карбонатных слоев. Далее следует интервал мела с мелкими интракластами кремнистых глин, количество которых убывает кверху. Ритм завершается пелитоморфным мелом без интракластов, часто с ходами илоедов. Следует заметить, что такая последовательность слоев не типична для турбидитов. Особенно необычно залегание сравнительно тонких кремнистых глин на эродированной поверхности и смена их выше более грубыми известковыми осадками. Однако комковатая текстура глин указывает на возможный перенос их в виде обломков, подобных интракластам в составе вышележащих мелов. Так, например, в шлифе из керна 16, секция 1 (122-124 см) представлена слюдястая глина, обогащенная спикулами губок, фрагментами радиолярий, содержащая до 10% кварцевого алеврита и зерен глауконита, с фюзенизированными растительными остатками, в которой много мелких линзочек (0,2-0,5 мм) более светлой кремнистой глины.

В шлифах мелов местами хорошо видна биоморфная структура фораминифер, содержатся радиолярии, спикулы, микроглобулы пирита. В микрослойчатых разностях отмечено обогащение зернами кварца (5-10%), а также глауконитом, спикулами губок.

Механизм осаждения как отдельных пачек, так и всей толщи описанных осадков однозначно не выяснен. Вряд ли можно сомневаться, что все слагающие формацию породы переотложенные, перемещенные на дно впадины с соседних склонов и мелководий. Безусловно присутствие в верхних пачках, а местами и ниже мелководного биогенного материала, в том числе арагонитового. С меньших глубин поступал и фораминиферово-кокколитовый известковый материал.

Труднее всего объяснить генезис мелов с интракластами глин. По микропалеонтологическим данным возраст глин почти не отличается от возраста вмещающих класты мелов. Глины были пластичны в момент размыва и переноса в виде обломков. Они переносились, по-видимому, в массе довольно густой суспензии, вернее, в разжиженной пастообразной массе известкового ила, достаточно плотной, чтобы удерживать глинистые комочки взвешенными, и достаточно подвижной и турбулентной, чтобы распределить их по всей массе мелов пачек 2 и 4. Участники 44-го рейса выдвинули предположение [Venson, Sheridan *et al.*, 1978], что мы имеем здесь дело с отложениями массивных лавиноподобных гравитационных потоков, стекавших с плато Блейк и с Багамской банки и по пути своего движения эродировавших гемипелагические кремнистые глины, возможно, покрывавшие дно впадины ниже КГК. Название "подводно-лавинные", по нашему мнению, отражает сущность этого генетического типа глубоководных отложений.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ  
И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Минеральный состав пород в целом и фракции менее 0,02 мм в кернах изучался в зарубежных лабораториях методом рентгеновской дифрактометрии по стандартным программам обработки материалов глубоководного бурения. Результаты исследований опубликованы в томах 2, 11, 43, 44 Первичных отчетов [Rex, 1970; Zemmels e.a., 1972; Koch, Rothe, 1979; Flood, 1978]. Несмотря на неоднократное улучшение методики анализа и расчета процентных содержаний минералов, эти данные до сих пор не могут считаться количественными, а чувствительность анализа позволяет фиксировать только главные осадкообразующие минеральные компоненты. Тем не менее при большом числе определений основные закономерности минерального состава пород выявляются достаточно надежно, а главное, фиксируются относительные изменения этого состава при переходе от одних типов пород к другим. Сопоставляя результаты по разным скважинам, удастся выявить общие черты минерального состава формаций, которые могут служить важной их характеристикой. Это обстоятельство и побудило нас дать краткий обзор минерального состава формаций по опубликованным в томах Первичных отчетов табличным данным дифрактометрических определений.

Мы выполнили иммерсионным методом минералогический анализ крупноалевритовой фракции поддающихся диспергации рыхлых пород, полученных в 43-м и 44-м рейсах "Гломара Челленджера". Фракция 0,1–0,05 мм выделялась методами водного механического анализа, а затем делилась на легкую и тяжелую фракции в бромформе (уд. вес 2,9). Разделены в бромформе и проанализированы нами также фракции крупнее 0,062 мм, полученные после гранулометрических анализов в Скриппсовском океанографическом институте. Различие в размерных пределах фракций, как показало сравнение, несущественно сказывается на результатах минералогического анализа. Состав тяжелой фракции пересчитан на прозрачные минералы, т.е. их сумма во фракции принята за 100%, а непрозрачные зерна (в том числе рудные) исключены.

**Древняя карбонатная формация**

Имеется около ста дифрактометрических определений известняков, мергелей и известковистых глин верхней юры – нижнего мела из скважин 100, 105 [Zemmels e.a., 1972], 387 [Koch, Rothe, 1979] и 391 [Flood, 1978]. Содержания минералов в породах и во фракции менее 0,002 мм, взятые из этих работ, приведены в табл. 2. Следует указать, что методика пересчета дифрактограмм в ранних работах отличалась от применяемой сейчас, а исследователи ФРГ [Koch, Rothe, 1979] пользовались программой, отличающейся от американской [Cook e.a., 1975]. Поэтому сопоставимость количественных данных вызывает некоторые сомнения. Нужно учесть также трудности выделения тонкой фракции из литифицированных пород. Крупноалевритовая фракция из пород этой формации не выделялась.

Из карбонатных минералов доминирует кальцит низкой магнезиальности, обычный биогенный минерал пелагических известковых (кокколитовых, фора-

Таблица 2

Содержание основных минералов в породах древней карбонатной формации, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Нижняя се- роцветная	Красноцветная			Верхняя сероцветная			
	Скважина							
	100	100	105	391	100	105	391	387
Порода в целом								
Кальцит	72-98	44-91	17-94	29-99	91-97	83-97	35-99	19-98
Арагонит	-	-	-	0-35	-	-	-	-
Доломит	-	-	-	-	-	-	-	0-54
Кварц	1-6	6-48	12-31	1-22	3-5	1-8	1-36	1-10
Плагиоклаз	-	0-2	2-8	0-8	-	-	0-14	-
Калиевые полевые шпаты	0-5	-	0-3	0-4	-	-	0-24	-
Каолинит	-	-	-	0-4	-	-	0-3	-
Слюда	0-10	0-19	11-38	0-15	0-4	2-6	0-18	} 1-39
Хлорит	0-1	0-1	1-4	-	-	-	-	
Пальгорскит	0-8	0-20	-	-	-	-	-	
Монтмориллонит	-	-	0-2	0-25	-	0-4	0-17	
Клиноптилолит	-	-	-	-	-	0-2	-	-
Глинистые минералы фракции < 0,002 мм*								
Каолинит	0-4	-	0-4	Не опр.	-	-	Не опр.	0-4
Слюда	0-41	61-83	49-80	"	40-85	13-46	"	85-100
Хлорит	0-9	0-10	0-3	"	0-7	-	"	0-2
Монтмориллонит	50-96	7-39	17-51	"	8-60	54-87	"	0-15

\* Сумма четырех глинистых минералов фракции менее 0,002 мм принята за 100%.

миниферных) осадков [Петелин, 1971; Лисицын и др., 1979]. Только в нескольких пробах мергелей и известняков красноцветной подформации (скв. 391) обнаружен арагонит в количестве 4–35% [Flood, 1978]. В шлифах и при макроописании указывалось на присутствие в этих слоях остатков арагонитовых раковин аммонитов и ближе не определенных фрагментов раковин моллюсков (?) и иглокожих. Возможно, мы имеем дело с примесью переотложенного мелководного биогенного детрита. В нижних надбазальтовых слоях серых известняков скважины 387 [Koch, Rothe, 1979] определено значительное количество доломита (до 54% от суммы кристаллических фаз, до 74% от суммы карбонатов). Кристаллы аутигенного доломита хорошо видны и в шлифах. По-видимому, доломитизация связана с воздействием гидротерм. В надбазальтовых слоях карбонатных пород других районов она отмечалась неоднократно и ранее.

Бескарбонатный материал сложен глинистыми минералами и кварцем с небольшой, как правило, примесью полевых шпатов. Содержание кварца значительное, особенно в красноцветной подформации (до 48% в натуральных пробах, до 100% после пересчета на бескарбонатное вещество). Кварц всегда резко преобладает над полевыми шпатами, но особенно высоки значения кварц-полевошпатового отношения в красноцветной подформации. Значительная часть кварца безусловно обломочная. Обломочный кварц (0,05–0,01 мм и мельче) обнаружен в шлифах, а при полевом описании ядер отмечались "струи" кварцевого алеврита. Но, по-видимому, присутствует и аутигенный калшедон. В пробах 11-го рейса [Zemmels e.a., 1972] отмечено много тонкодисперсного кварца во фракции <0,002 мм.

Из полевых шпатов чаще встречаются плагиоклазы (до 14%), но изредка отмечена повышенная концентрация калиевого полевого шпата (24% в одной пробе серой известковистой глины из скв. 391).

Состав глинистых минералов обнаруживает значительное разнообразие, отчасти, возможно, обусловленное несопоставимостью методик, о чем говорилось выше. В целом отчетливо доминирует гидрослюда и монтмориллонит, в скважине 100 обнаружен в значительных количествах палыгорскит. Гидрослюда преобладает над монтмориллонитом в красноцветной подформации, в нижней серой подформации наблюдаются обратные взаимоотношения между ними при высоком содержании палыгорскита (до 64%).

Верхняя сероцветная подформация в скважине 387, где она лежит непосредственно на базальтовом фундаменте, резко отличается по соотношению глинистых минералов от других мест опробования: глинистая фракция почти нацело (85–100%) сложена гидрослюдой, наблюдается лишь небольшая примесь монтмориллонита (до 15%), хлорита и каолинита. В скважинах 100 и 105 доля монтмориллонита гораздо больше, во многих случаях он сильно преобладает над гидрослюдой. Примечательно значительное преобладание монтмориллонита над гидрослюдой в серых известняках скважины 105, расположенной близко к скважине 387 с чисто гидрослюдистым составом глинистого вещества. По-видимому, в скважине 387 мы имеем дело с гидротермальным воздействием на глинистые минералы, приводящим к преобразованию монтмориллонита в гидрослуду.

Минеральный состав пород древней карбонатной формации в целом отличается преобладанием биогенного кальцита при почти полном отсутствии других осадочных карбонатных минералов, что свойственно умеренно глубоководным пелагическим и гемипелагическим известковым осадкам и не характерно для мелководных. В составе бескарбонатного материала осадков главную роль играют терригенные обломочные и глинистые минералы. Комплекс терригенных минералов – преобладание кварца над полевыми шпатами и монтмориллонит-гидрослюдистый состав глинистых минералов – имеет отчетливо выраженную континентальную природу.

Систематических различий между тремя подформациями в соотношениях главных породообразующих минералов не выявляется. Можно отметить лишь относительно повышенное содержание терригенных слюд в красноцветной подформации. Существенно отличается, однако, состав вторичных (диагенетиче-

ских) минералов: в красноцветной подформации встречен гематит, а в сероцветных – минералы двухвалентных железа и марганца (пирит, сидерит, родохрозит). Эти различия, очевидно, заложены еще в стадии седиментогенеза и раннего диагенеза, когда более высокое содержание органического вещества, характерное для сероцветных толщ, обусловило появление восстановительной среды раннего диагенеза, а при малом поступлении органического вещества возникали красноцветные отложения с окислительной реакцией среды.

### Формация черных глин

Минеральный состав пород формации черных глин изучен дифрактометрическим методом в скважинах 101, 105 (Zemmels e.a., 1972), 386, 387 [Koch, Rothe, 1979] и 391 [Flood, 1978] (табл. 3). Проанализировано в общей сложности около 80 проб, из которых наибольшее количество относится к скважине 386 (54 анализа).

Прежде всего обращают внимание большие колебания предельных величин концентрации минералов: для многих минералов от нуля до 30–60% и более. Отчасти это объясняется включением в число проанализированных проб специфических прослоев или включений – известковых, доломитовых, сидеритовых, родохрозитовых, окварцованных, цеолитизированных, пиритизированных, которые занимают в объеме формации подчиненную долю. Но, кроме того, в скважине 386, где породы формации непосредственно залегают на базальтах, минеральный состав испытывает наибольшие колебания, а содержание некоторых аутигенных минералов (доломита, сидерита, родохрозита, пирита) достигает максимальных значений.

Количественно доминирующие глинистые породы формации обогащены кварцем. В скважинах 101А, 386, 387, 391 кварц (вместе с халцедоном) составляет обычно более 20%, а нередко более 40% пород. Только черные и серые глины скважины 105 с подножия континентального склона сравнительно бедны кварцем (в среднем около 10%, максимально до 16%). При этом они обогащены в отличие от всех других клиноптилолитом, а в некоторых слоях кристобалитом. Увеличение содержания кварца в целом согласуется с возрастанием степени литификации пород. Обломочный кварц отмечен всюду в шлифах и мазках, но лишь в редких маломощных алевроитовых прослоях его содержание значительно. Большая часть кварца, определенного дифрактометрически, представлена аутигенным халцедоном в виде пойкилобластового мезостазиса (заполнения порового пространства) и перекристаллизованных радиоларий. Наиболее ярко окремнение (халцедонизация) проявляется в скважине 386, где в черных и серых аргиллитах обычное содержание дифрактометрического кварца составляет 50–70% (максимально 80%).

Содержание полевых шпатов, как правило, низкое. Только в скважине 391 отмечена несколько повышенная концентрация плагиоклазов (11–16% в большинстве проанализированных проб). Среди полевых шпатов в скважине 101 на южной окраине района распространения формации черных глин и в скважине 105 на западе также встречены в основном обломочные плагиоклазы. Калиевого полевого шпата мало, в большинстве проб он не фиксирован вообще.

За исключением карбонатных и окремненных слоев, в породах формации доминируют глинистые минералы – обычно 50–70%. Соотношения глинистых минералов сложные. Если хлорита и каолинита в породах формации всюду очень мало, то содержание слюды и монтмориллонита варьирует в широких пределах – от 10% и менее до 70–80 или даже 100%. При всем разнообразии, однако, удается выявить некоторые закономерности. На южной и юго-западной периферии ареала формации, в скважинах 101 и 391, слюда и монтмориллонит встречаются в примерно одинаковых количествах; относительно возрастает содержание каолинита, тогда как в расположенных севернее скважинах 105, 386, 387 (за исключением нижней части формации в скважине 386) монтмориллонит обычно резко преобладает, а каолинит практически отсутствует. Наряду с этой закономерностью, по-видимому, обусловленной пер-

Таблица 3

Содержание основных минералов в породах формации черных глин, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Скважина				
	101	105	386	387	391**
Порода в целом					
Кальцит	0-9	0-10	0-66	-	0-85
Доломит	0-25	-	0-80	-	-
Сидерит	0-19	-	0-60	-	-
Родохрозит	-	-	0-60	-	-
Кварц	17-23	7-23	0-80	23-50	7-48
Полевые шпаты	3-13	2-6	0-3	0-4	0-23
Глинистые минералы (сумма)	35-72	33-81	17-65	47-71	5-57
Клиноптилолит	-	0-38	-	0-5	-
Кристобалит	-	0-34	-	-	-
Пирит	-	0-4	0-40	0-3	0-25
Глинистые минералы фракции < 0,002 мм*					
Каолинит	0-16	0-3	0-3	0-2	0-17
Слюда	10-74	14-33	22-100	26-54	27-70
Хлорит	0-4	0-2	0-3	0-2	0-7
Монтмориллонит	6-81	63-84	0-80	44-74	11-73

\*Сумма четырех глинистых минералов фракции менее 0,002 мм принята за 100%.

\*\*Соотношение глинистых минералов в скв. 391 дано для породы в целом, но пересчитано на их сумму.

вичными отличиями в составе глинистого вещества, наблюдается и другая, постседиментационная.

В верхней части разреза в скважине 386 до глубины 845 м в составе глинистых минералов преобладает монтмориллонит (53-78%); ниже, сначала постепенно, доля его уменьшается до 20% на глубине 886 м (кern 57) за счет соответствующего возрастания слюды, а затем, начиная с керна 58, монтмориллонит исчезает почти полностью (лишь в немногих пробах отмечено его присутствие - 5-14%); из глинистых минералов во фракции менее 0,002 мм вплоть до базальтового фундамента (964 м) остается практически одна слюда. Следует указать, что в этом же нижнем (надбазальтовом) интервале скважины резко усиливается халцедонизация пород и отмечаются такие аутигенные минералы, как сидерит, манганосидерит, манганокальцит, доломит, апатит, барит (последнего по дифрактометрическим данным до 30% от объема породы) [Koch, Rothe, 1979]. О значительных изменениях химического состава пород в нижних слоях формации черных глин в скважине 386, связанных с воздействием гидротерм, будет сказано ниже, но и приведенных здесь минералогических данных достаточно, чтобы констатировать факт существенной перестройки всего минерального состава пород в пределах 70-80 м от базальтового фундамента, которая вряд ли может происходить без влияния гидротерм. Одним из важных результатов гидротермального процесса является переход монтмориллонита в слюду. Интересно отметить, что в скважине 387, где формация черных глин в нижней части также несет черты вторичного окварцевания, такого перехода не наблюдается.

Для формации черных глин характерны аутигенные минералы двухвалентных железа и марганца. Оптическими, рентгеновскими и химическими методами доказано присутствие пирита и сложной, до сих пор детально не расшифрованной группы карбонатов — сидерита, манганосидерита, родохрозита, манганокальцита. Пирит в виде рассеянных кристалликов и глобулярных микростражений, пленок на радиоляриях и спикулах губок встречается почти повсеместно, но распределен неравномерно. Относительно обогащены им черные слои, в особенности тонкие радиоляриевые и спикуловые прослои, представляющие собой нижние члены турбидитных ритмов или отложения придонных течений.

Наиболее высокие концентрации (до 40% по данным дифрактометрии) наблюдаются в нижних слоях формации в скважине 386. Изредка встречаются пиритовые конкреции величиной с куриное яйцо и прожилковидные выделения.

Карбонаты железа и марганца в виде мелких рассеянных кристалликов размером в несколько микрон рассеяны в массе пород или образуют прослой мощностью до нескольких сантиметров, иногда почти мономинеральные. Наиболее часты они в скважине 386.

Доломит обнаружен в значительных количествах (в прослоях до 80%) только в гидротермально измененных породах скважины 386. В других районах он отмечен лишь изредка, в одном образце из скважины 101 он составляет 25%.

Цеолиты в породах формации редки или отсутствуют, за исключением черных глин скважины 105, где клиноптилолит встречается почти во всех слоях в значительных количествах [Lancelot e.a., 1972; Zemmels e.a., 1972]. Как уже отмечалось, глины здесь наименее литифицированы; из аутигенных минералов кремнезема в них обнаружен кристобалит, среди глинистых минералов резко доминирует монтмориллонит. В других скважинах, по-видимому, породы были подвержены более глубокому эпигенезу, при котором клиноптилолит становится неустойчивым и распадается.

Породы формации черных глин, таким образом, сложены преимущественно глинистыми минералами, терригенными или преобразованными при эпигенезе и гидротермальных процессах (скв. 386), с подчиненным, но значительным количеством преимущественно тонкодисперсных обломочных минералов, главным образом кварца.

Широко развито вторичное окремнение (халцедонизация), особенно в нижних набазальтовых слоях формации в скважине 386. Развиты аутигенные минералы восстановленных железа и марганца, особенно обильны они в гидротермально переработанных породах скважины 386. Первично биогенный опал полностью перекристаллизован. Биогенный кальцит сосредоточен в отдельных известковых слоях.

### Пестроцветная глинистая формация

Переход от нижележащих черных глин к пестроцветным отложениям верхнего мела сопровождается заметными изменениями минерального состава пород, хотя обе толщи преимущественно глинистые. При этом основные характерные особенности минералогии пестроцветной формации сохраняются и там, где она залегает не на черных глинах, а на вулканокластической формации гор Новой Англии.

Дифрактометрически минеральный состав формации изучен в скважинах 105 [Zemmels e.a., 1972], 382, 385, 386, 387 [Koch, Rothe, 1979] и 391 [Flod, 1978] (табл. 4). Кроме того, некоторые специальные минералогические исследования проведены в породах из скважины 105 [Lancelot e.a., 1972], а по нескольким пробам из скважин 382, 385, 386 имеются наши определения состава крупноалевритовой фракции.

Породы пестроцветной формации отличаются в целом высоким содержанием глинистых минералов и более низким, чем в формации черных глин, кварца. Только в скважине 391 красные аргиллиты обогащены кварцем не совсем

Таблица 4

Содержание основных минералов в породах формации пестрых глин, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Скважины					
	105	382	385	386	387	391**
Порода в целом						
Кальцит	-	-	0-36	0-6	0-15	-
Доломит	-	-	-	0-5	-	-
Сидерит	0-5	-	-	-	-	-
Кварц	2-34	9-20	9-20	11-28	15	41-58
Полевые шпаты	2-10	5-8	2-6	2-5	2-4	4-17
Глинистые минералы	19-98	75-83	50-80	69-83	51-83	30-53
Клиноптилолит	0-12	0-3	0-16	0-18	-	-
Филлипсит	-	-	0-2	1-2	-	-
Кристобалит	-	-	-	0-10	-	-
Пирит	0-15	-	0-17	-	-	-
Глинистые минералы фракции < 0,002 мм*						
Каолинит	4-27	1-15	0-30	0-15	14-27	12-26
Слюда	3-41	22-40	15-44	17-61	41-56	48-80
Хлорит	0-6	1-10	0-12	0-10	10-17	-
Монтмориллонит	29-97	35-76	21-86	19-83	0-35	0-59

\* Сумма четырех глинистых минералов фракции менее 0,002 мм принята за 100%.

\*\* Соотношение глинистых минералов в скв. 391 дано для породы в целом, но пересчитано на их сумму.

ясного происхождения. Полевых шпатов мало, но несколько больше, чем в формации черных глин. Карбонатные минералы редки, только отдельные прослои в скважинах 385 и 387 содержат до 36% биогенного кальцита.

Состав глинистых минералов характеризуется значительным преобладанием монтмориллонита над слюдой. Содержание последней в большинстве случаев не превышает 40-45%, но практически не бывает ниже 15-20%. Наиболее же примечательно повышенное содержание каолинита, нередко достигающее 20-30%, что не отмечается ни в черных глинах, ни в вышележащих породах. Почти всегда присутствует хлорит, иногда до 10-12% (максимально 17%). Состав глинистых минералов, вероятно, отражает специфические палеогеографические особенности питающих провинций позднего мела, влияние которых сказывалось на огромных пространствах Северо-Американской котловины, где развита пестроцветная формация. Некоторые соображения по этому вопросу будут высказаны в главе V.

Из аутигенных новообразований в породах пестроцветной формации встречаются гетит, гематит, тодорокит, аморфные гидроокислы, ферримонтмориллонит. В сероцветных восстановленных прослоях отмечены пирит, сидерит, а в скважине 105 также сфалерит [Lancelot e.a., 1972]. Цеолиты не характерны, но в небольших количествах клиноптилолит обнаружен в большинстве скважин. Реже встречается филлипсит.

Тяжелая фракция крупного алеврита изучена в двух пробах из скважины 382 (кern 15) и в одной из проб скважины 386 (кern 38, табл. 5). В обеих скважинах среди прозрачных минералов преобладает моноклинный пироксен, в подчиненном количестве встречается роговая обманка, гранат, ромбический пироксен, элидот. В одной пробе из скважины 382 барит составляет 87%, в пробе из скважины 386 содержится 41% сидерита.

Таблица 5

Минеральный состав тяжелой фракции крупного алеврита (0,1-0,05 мм), % от количества зерен

Скважина	Керн	Секция	Интервал, см	Фракция в целом							Прозрачные				
				Рудные					Не определен- ные зерна	Сумма про- зрачных	Гранат	Роговая обманка	Актинолит- тремолит	Ортопироксен	
				Магнетит	Пирит	Гидрокиси- лы железа	Лайкоксен	Прочие							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Формация пестрых глин															
382	15	4	10-12	-	-	5	1	19	18	57	6	3	-	4	
382	15	6	8-10	-	-	-	-	-	38	62	-	-	-	+	
385	15	1	94-97	47	-	31	-	10	-	12	-	2	-	-	
386	38	5	81-83	14	50	6	-	-	-	30	3	12	-	-	
Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная) формация															
386	15	1	0-2	18	-	1	-	4	15	62	2	1	-	+	
386	15	1	93-97	28	8	6	-	-	8	50	-	3	-	-	
386	15	2	14-17	-	93	-	-	-	-	7	-	-	-	-	
387	2	5	10-12	10	-	-	-	+	7	83	-	-	-	-	
387	4	1	80-82	7	-	-	-	3	1	89	-	-	-	-	
387	6	cc	-	16	-	19	-	-	-	65	-	3	-	-	
387	7	1	35-38	22	-	2	-	-	20	56	-	-	-	-	
387	7	1	70-74	4	49	4	-	-	-	43	-	-	-	-	
387	9	3	117-120	6	72	2	+	-	-	20	2	4	-	-	
Гемипелагическая глинистая формация															
382	6	2	148-150	-	53	5	1	-	-	41	-	3	-	-	
382	7	1	43-45	-	85	12	-	-	-	3	-	+	+	-	
382	7	6	67-69	-	42	-	-	-	-	58	+	-	-	-	
382	8	5	97-99	-	50	-	-	-	-	50	+	-	-	-	
382	9	1	100-102	-	72	-	-	-	-	28	-	-	-	-	
382	11	4	76-78	-	92	-	-	-	-	8	9	3	-	6	
382	12	4	103-105	-	86	-	-	-	-	14	-	-	-	-	
385	1	1	102-104	-	-	3	3	22	12	60	7	36	4	4	
386	2	1	140-142	-	-	9	-	18	-	73	-	2	-	+	
386	3	1	147-150	-	-	+	-	3	-	97	-	+	-	+	
388A	9	3	38-41	-	37	1	-	2	14	46	-	4	-	-	
388A	9	5	110-113	-	52	1	-	+	-	47	-	-	-	-	
391A	1	1	96-99	6	82	+	-	+	-	12	-	48	-	-	
Терригенная турбидитная формация															
382	1	2	60-62	3	11	1	2	24	6	53	12	20	2	7	
382	1	3	126-128	-	14	+	1	27	7	51	9	18	2	5	
382	1	4	90-92	5	45	1	-	22	-	27	-	33	5	2	
382	1	6	40-42	-	1	5	3	10	3	78	6	29	2	10	
382	2	1	60-70	5	40	8	-	8	9	30	9	26	3	21	
382	2	3	48-50	-	6	4	2	24	10	54	4	35	-	11	
382	2	3	64-66	1	9	3	+	18	11	58	6	34	2	7	
382	2	3	92-94	-	4	2	3	35	7	49	9	36	-	10	
382	3	2	100-192	-	10	+	1	29	8	52	8	24	-	8	
382	3	2	147-149	-	8	6	-	9	10	67	1	9	1	2	
383	1	2	30-33	-	7	4	1	10	5	73	3	18	+	9	
383	1	2	140-144	10	3	3	1	15	4	64	8	57	-	7	
383	1	4	15-19	11	2	2	1	20	4	60	20	46	1	5	
388A	1	2	средн.	-	25	1	+	14	5	55	9	51	-	7	
Вулканокластическая формация гор Новой Англии															
382	16	1	130-134	22	-	12	3	42	4	17	-	23	-	2	
382	16	2	46-49	63	-	6	-	-	22	9	-	36	-	-	
382	16	3	63-65	11	-	+	-	-	-	89	-	76	-	-	
382	16	5	94	12	-	6	-	-	5	77	-	41	-	-	
382	16	6	38-41	49	-	14	1	13	12	11	-	18	-	-	
382	16	6	47-50	75	-	-	-	-	11	14	-	24	-	-	
382	17	2	35-39	57	-	10	-	4	12	5	3	22	-	-	
382	71	2	119-121	-	-	-	-	15	37	48	-	26	-	-	
382	17	3	30-35	-	-	22	-	51	6	21	-	19	-	-	
382	17	3	34	44	-	22	-	-	-	34	-	-	-	-	
382	17	3	61-63	22	-	5	-	-	-	73	-	1	-	-	
382	17	5	62-66	27	-	8	-	32	-	33	-	43	-	-	
382	17	6	50	63	-	-	-	-	-	38	-	38	-	-	

минералы

Кипелит	Эпидот	Турмалин	Сфен	Славролит	Хлорит	Бистит	Шпинель	Циркон	Апатит	Рутил	Анагаз	Сидерит + ро- дохрозит	Силлиманит	Дистен	Барит	Моноцит	Палагонит
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Формация пестрых глин																	
64	3	-	-	-	-	-	8	5	3	-	-	-	-	-	-	3	-
12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	87	-
5	2	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	26	-	-	59	-	-
41	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	41	-	-	-	-	-
Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная) формация																	
78	-	-	1	-	-	+	13	+	2	+	+	-	-	-	-	-	-
73	-	-	-	-	4	-	13	-	5	-	3	-	-	-	-	-	-
71	7	3	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	3	-	-
3	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	94	-	-	1	-	-
4	-	-	-	-	-	-	1	-	+	-	-	95	-	-	-	-	-
8	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	86	-	-	2	-	-
39	2	-	-	-	-	-	+	-	2	-	+	56	-	-	-	-	-
6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	92	-	-	1	-	-
21	-	-	-	-	-	-	2	-	4	-	-	67	-	-	-	-	-
Гемипелагическая глинистая формация																	
1	1	-	1	-	-	-	-	1	-	-	-	92	-	-	1	-	-
+	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-
-	3	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	73	-	-	-	-	-
-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	98	-	-	-	-	-
6	18	3	4	1	2	-	1	6	4	1	-	-	1	1	-	-	-
1	4	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	91	-	-	-	-	-
+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99	-	-	-	-	-
3	-	-	+	-	+	-	-	+	-	-	-	90	-	-	+	-	2
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	+
17	30	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Терригенная турбидитная формация																	
20	15	1	1	4	1	-	-	4	2	1	-	7	1	+	1	-	-
19	12	2	1	3	-	-	+	4	1	2	-	17	2	-	1	-	-
5	28	-	-	-	-	-	-	2	10	-	2	10	-	-	-	-	-
11	16	-	2	1	-	-	-	1	2	6	-	16	-	-	+	-	-
8	16	4	-	1	1	1	-	1	1	-	-	2	2	-	2	-	-
11	13	-	+	1	-	+	-	+	2	1	-	19	+	-	1	-	-
8	7	-	-	-	+	-	-	3	4	+	-	26	-	-	1	-	-
8	5	-	1	-	-	-	-	3	+	-	-	24	+	-	2	-	-
10	16	-	3	-	-	-	3	3	-	-	-	26	-	-	-	-	-
2	14	-	-	-	1	+	-	+	-	-	-	68	-	-	2	-	-
17	9	+	4	+	+	+	1	+	5	-	+	+	+	-	+	-	-
7	10	+	4	-	+	-	1	1	4	-	+	-	-	+	-	-	-
11	5	+	4	-	-	-	1	3	3	-	-	-	+	-	+	-	-
16	4	+	5	-	-	-	+	1	5	-	+	-	1	-	-	+	-
Вулканокластическая формация гор Новой Англии																	
9	1	-	46	-	-	-	2	5	-	-	-	1	-	-	5	-	-
24	-	-	36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-
-	-	-	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
+	-	-	49	-	-	-	+	-	2	-	-	7	-	-	+	-	-
46	5	-	7	-	-	-	7	4	7	-	-	-	-	-	6	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	66
19	3	-	5	-	-	-	3	11	24	-	-	-	-	-	3	-	6
19	3	-	5	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	64
8	2	-	1	-	-	-	2	5	-	-	-	1	-	-	-	-	62
-	-	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-	89	-	-	-	-	-
+	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	96
-	2	-	-	-	-	-	-	-	28	-	-	-	-	-	23	-	4
5	-	-	6	-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	39

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Вулканокластическая формация гор Новой Англии														
382	17	6	100-102	54	2	11	-	-	23	10	-	47	-	-
382	18	1	108	20	-	-	-	-	20	60	-	68	-	-
382	18	2	36	23	-	49	-	-	17	11	-	46	-	-
382	18	4	30-40	48	-	37	-	-	-	15	-	50	-	-
382	18	4	129-133	40	-	28	-	-	6	26	-	31	-	-
382	18	4	137	39	-	40	-	-	-	21	-	38	-	-
382	19	2	9-11	29	-	9	-	22	12	28	-	34	-	+
382	19	2	21-23	52	-	7	-	4	7	70	-	39	-	-
382	20	2	114	28	-	38	-	-	17	1	-	57	-	-
382	20	4	36-41	42	-	33	-	-	18	7	-	23	-	-
382	20	5	78-80	63	-	3	-	-	8	26	-	11	-	-
382	21	2	80	34	3	1	-	-	-	62	-	58	-	-
382	21	3	123	53	-	2	-	4	-	41	-	63	-	-
382	22	1	122	73	-	1	-	-	-	26	-	68	-	-
385	16	2	137-140	94	-	-	-	-	-	6	-	8	-	-
385	19	1	121-123	48	-	2	-	5	-	45	-	-	-	-
Базальтово-гравуакковая формация Бермудского массива														
386	4	1	134-136	13	1	31	-	24	-	69	6	20	3	3
386	4	2	0-3	-	-	-	-	-	70	30	-	2	-	-
386	4	6	82-89	22	-	16	-	8	6	48	-	+	-	-
386	5	1	60-62	20	-	13	-	4	15	48	+	6	-	+
386	5	2	33-35	13	-	6	-	2	18	61	+	+	-	-
386	5	2	90-92	2	-	1	-	22	17	58	6	3	-	1
386	5	2	105-107	16	-	8	-	4	15	57	-	-	-	-
386	5	4	120-122	25	-	2	-	-	20	53	-	4	-	-
386	6	1	104-106	6	-	1	-	7	12	74	+	3	-	-
386	7	2	54-58	4	-	1	-	6	33	56	+	+	-	6
386	12	1	57-59	8	-	4	-	6	36	46	1	1	-	2
Пелагические карбонатные формации														
384	1	3	130-133	75	-	2	-	-	9	14	-	11	-	-
386	1	3	74-76	-	3	4	3	22	8	60	8	37	2	7
390	1	3	25-27	-	11	20	-	1	-	68	5	14	-	2
390	1	6	115-117	-	9	50	-	-	-	41	+	14	-	5

Примечание. + единичные зерна минерала; - минерал не встречен.

В легкой фракции (табл. 6), изученной по большему числу проб, кварц всюду преобладает над полевыми шпатами, в небольших количествах встречается хлорит, лалагонит, глауконит (?). Содержание цеолитов (ближе не определенных) варьирует в широких пределах, достигая максимальных значений - 85-96% от легкой фракции - в маастрихтских цеолитовых глинах скважины 385, а также в одной из проб красной глины из скважины 386. Характерно повышенное содержание биогенных фосфатных зерен (измененного костного детрита). В пестрых глинах скважины 382 оно достигает 54% легкой фракции, в других варьирует в пределах 1-43%, а в двух пробах из скважины 386 составляет 1 и 15%. Присутствие костного детрита наряду с почти полным отсутствием биогенных кремнистых частиц сближает эти породы с пелагическими глинами и служит косвенным показателем медленных скоростей осадконакопления.

Таким образом, в составе пород пестроцветной глинистой формации преобладают терригенные минералы континентального происхождения, но соотношения аллотигенных минералов заметно отличаются от выявленных в подстилающей формации черных глин, что можно связать с изменениями условий денудации в питающих провинциях суши. Важно присутствие характерных минералов пелагических глин - фосфатных костных остатков, гидроокислов железа и марганца, филлипсита, а, вероятно, также аутигенного монтмориллонита. Состав аутигенных минералов указывает на доминирование окислительной среды диагенеза.

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Вулканокластическая формация гор Новой Англии																	
17	6	-	6	1	-	-	-	-	8	-	-	6	-	-	3	6	-
14	3	-	4	-	-	-	-	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-
16	2	-	10	-	-	-	-	-	22	-	-	-	-	-	4	-	-
27	3	-	6	-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	2	-
46	2	-	9	-	-	-	-	2	7	-	+	-	-	-	-	+	-
54	-	-	4	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-
55	2	-	2	-	-	-	-	2	4	-	-	-	-	-	-	-	-
35	1	-	+	-	-	-	-	+	2	-	-	-	-	-	+	-	20
30	-	-	4	-	2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	4	-	-
8	5	-	5	-	-	-	-	3	20	3	-	-	-	-	-	-	33
74	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14	-	-
10	3	-	8	-	-	-	-	9	9	-	-	-	-	-	1	-	-
7	-	-	18	-	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-
14	-	-	6	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	+	-	2
4	12	-	16	-	-	-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	8	40
2	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	97
Базальтово-граувакковая формация Бермудского массива																	
30	15	-	3	-	-	-	3	12	3	-	3	-	-	-	-	-	-
7	+	-	-	-	+	-	-	-	59	-	-	28	-	-	2	-	-
70	2	-	+	-	-	-	9	+	7	+	3	-	-	-	5	-	-
40	4	-	2	-	-	-	29	+	10	-	6	-	-	-	1	-	-
71	2	-	+	-	-	-	18	-	6	-	2	-	-	-	-	-	-
68	2	-	1	-	-	-	12	1	2	-	2	-	-	-	+	-	+
77	2	-	-	-	-	-	13	-	3	+	3	-	-	-	1	-	-
83	1	-	+	-	-	-	8	+	2	-	-	-	-	-	-	-	-
73	1	-	2	-	-	-	13	+	5	-	+	-	-	-	+	-	-
87	1	-	1	-	-	-	-	1	3	-	-	-	-	-	+	-	-
88	2	-	+	-	-	-	-	1	3	-	-	-	-	-	+	-	-
Пелагические карбонатные формации																	
51	2	-	2	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	29	-	-
17	16	-	3	-	+	-	2	1	3	-	-	2	-	-	-	-	-
58	2	-	-	-	-	-	11	-	2	-	2	-	-	-	-	-	-
74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	3	-	-

### Карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация

Минеральный состав пород этой эоценовой формации Северо-Американской котловины мы рассмотрим по данным дифрактометрических анализов из скважин 386 и 387, расположенных по обе стороны от Бермудской возвышенности. Имеются анализы 67 проб [Koch, Rothe, 1979; табл. 7]. К этой же формации отнесены эоценовые пелагические радиоляриевые глины, встречающиеся в скважине 385 на подножии склона горы Фогель далее к северу (3 пробы). Выполнены анализы крупноалевритовой фракции (см. табл. 5 и 6).

Минеральный состав пород в целом характеризуется явным преобладанием глинистых минералов. В подавляющем большинстве проб их содержание превышает 70% суммы кристаллических фаз, достигая в глинистых членах турбидитных ритмов 85-93%. Среди глинистых минералов резко доминирует монтмориллонит, в большинстве проб составляющий от 70 до 91% от суммы глинистых минералов фракции менее 0,002 мм. Постоянно присутствует слюда, но в подчиненном количестве (чаще всего 20-35%). Каолинит встречен почти во всех пробах нелигифицированных верхних слоев формации в скважине 387 в количестве 1-18%, а в лигифицированных слоях он крайне редок. Вероятно, в процессе окремнения происходит распад каолинита. Хлорита мало, в скважинах 385 и 386 он практически отсутствует, а в скважине 387 встречается довольно часто в количестве 1-7%. В двух пробах из скважины 387 отмечено присутствие палыгорскита (до 4% от породы в целом).

Повышенное содержание биогенного кальцита наблюдается в верхних слоях формации в районе подножия Бермудской возвышенности (скв. 386), где

Таблица 6

Минеральный состав легкой фракции крупного алевроита (0,1-0,05 мм), % от коли

Скважина	Керн	Секция	Интервал, см	Кварц	Калиевые полевые шпаты + плагиоклаз кислый	Плагиоклаз основной	Слюды	Вулканическое стекло	
								кислое	основное
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пестроцветная глинистая формация									
382	15	4	10-12	12	3	+	-	+	-
382	15	6	8-10	4	1	+	-	-	-
385	8	5	88	-	-	-	-	-	-
385	9	1	94	+	-	-	-	-	-
385	10	1	109-111	+	-	-	-	-	-
385	11	1	120-123	+	-	-	-	+	-
385	12	2	31-33	2	-	-	-	-	-
385	13	3	84-87	4	-	-	-	-	-
385	13	4	54-56	-	-	-	-	-	-
385	14	1	68-72	1	-	-	-	-	-
385	15	1	94-97	2	1	-	-	-	-
385	15	3	77-80	-	-	-	-	-	-
386	38	5	81-83	2	-	-	-	-	-
386	41	4	71-73	8	3	-	-	-	-
Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная) формация									
385	4	2	100	2	-	+	-	-	-
385	5	2	110-112	5	+	+	-	-	-
386	15	1	0-2	7	1	-	-	1	-
386	15	1	93-97	2	1	-	-	1	-
386	15	2	5	2	-	-	-	-	-
386	15	2	12-13	9	-	-	-	-	-
386	15	2	14-17	13	+	-	-	-	-
386	16	5	107	-	-	-	-	-	-
386	17	1	74	4	-	-	-	-	-
386	17	1	129	8	-	-	-	-	-
386	17	1	130-135	16	1	-	-	-	-
386	17	2	82	+	-	-	-	-	-
386	17	4	63-66	6	1	-	-	-	-
387	2	5	10-12	4	1	-	+	-	-
387	4	1	80-82	-	-	-	-	-	-
387	6	3	49	-	-	-	-	-	-
387	6	сс	-	1	+	-	-	-	-
387	7	1	35-38	+	-	-	-	-	-
387	7	1	100	+	-	-	-	-	-
387	7	5	70	-	-	-	-	-	-
387	7	1	70-74	1	-	-	-	+	-
387	9	2	80	-	-	-	-	-	-
387	9	3	117-120	-	-	-	-	-	-
387	9	6	30	12	3	-	-	-	-
387	10	5	70	+	+	2	+	-	-
387	26	1	48-50	6	2	-	-	-	-
Гемипелагическая глинистая формация									
382	5	3	100-102	50	22	-	2	+	-
382	6	2	148-150	55	20	+	1	-	-
382	7	1	43-45	45	25	1	-	1	+
382	7	6	67-69	17	7	-	-	+	-

Палагонит	Хлорит	Цеолиты	Глауконит	Халцедон + кристобалит	Гипс	Карбонат не определенный	Кальцит биогенный	Опал биогенный	Фосфат биогенный	Трудно определимые зерна	Отношение кварц/полевой шпат
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22

Пестроцветная глинистая формация

1	11	5	+	-	-	-	20	-	14	33	3,1
-	2	5	-	-	-	-	3	-	54	31	3,2
-	-	96	-	-	-	-	-	-	4	-	-
-	-	96	-	-	-	-	+	1	2	-	-
-	-	96	-	-	-	-	-	3	1	-	-
-	-	96	-	-	-	-	-	-	3	-	-
-	-	85	-	-	-	-	6	-	7	-	-
-	-	2	4	37	-	-	14	-	33	6	-
-	1	7	-	26	-	-	31	-	32	-	-
-	-	1	-	-	-	12	32	+	45	7	-
+	+	4	+	12	-	-	10	-	13	57	1,7
-	+	26	+	28	-	-	20	-	18	3	-
-	+	90	1	-	-	-	-	6	1	-	-
-	-	-	1	4	-	-	50	19	15	-	2,7

Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная) формация

-	-	2	-	-	-	-	-	94	2	-	-
-	-	-	+	-	-	-	4	46	44	-	6,0
-	11	13	-	-	-	1	-	2	-	63	5,7
-	4	-	-	88	-	-	4	-	-	-	2,3
-	-	-	-	-	-	-	10	88	-	-	-
-	-	-	4	-	-	-	32	55	-	-	-
-	-	-	5	-	-	-	40	38	4	-	-
-	-	-	-	-	-	-	7	92	1	-	-
-	-	-	1	-	-	-	13	82	-	-	-
-	-	-	1	-	-	-	36	56	-	-	-
-	-	-	2	-	-	-	51	30	-	-	16,0
-	-	-	-	-	-	-	30	70	-	-	-
-	+	-	1	-	-	-	48	44	-	-	6,0
+	13	-	-	-	-	-	18	21	6	37	-
-	-	-	-	-	-	-	-	94	6	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	98	1	-	-
-	11	4	-	-	-	-	18	26	-	10	-
-	-	-	-	-	-	-	2	96	1	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	99	1	-	-
-	1	-	2	-	-	-	-	94	2	-	-
-	-	-	1	-	-	-	-	98	1	-	-
-	-	-	-	-	-	-	3	77	10	10	-
-	-	-	8	-	-	-	-	74	3	-	4,0
-	-	-	2	-	-	-	6	88	2	-	-
-	+	-	-	-	-	-	-	91	-	-	-

Гемипелагическая глинистая формация

-	1	1	2	-	-	-	4	+	3	14	2,3
-	1	-	-	1	-	-	5	-	3	13	2,8
-	+	+	1	-	-	-	2	+	4	17	1,8
-	-	-	-	-	-	60	-	-	13	1	2,4

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
382	8	5	97-99	34	9	-	-	-	-
382	9	1	100-102	50	20	-	-	-	-
382	11	4	76-78	44	15	-	-	+	-
382	12	4	103-105	34	2	-	-	-	-
382	13	1	34-36	13	5	+	-	-	-
382	14	5	123-125	14	4	+	+	1	-
385	1	1	102-104	33	6	+	-	-	-
385	1	4	100	50	14	+	-	-	-
385	2	2	31-33	6	-	-	-	-	-
386	2	1	140-142	43	9	-	-	-	-
386	3	1	147-150	31	10	1	-	-	-
388A	9	3	38-41	24	8	-	-	-	-
388A	9	5	110-113	14	4	-	-	-	-
391	1	1	67-70	6	2	-	-	-	-
391	1	1	67-70**	35	9	-	-	-	+
391A	1	1	74-77	12	6	-	-	-	-
391A	1	6	96-99	2	1	-	-	-	-

## Терригенная турбидитная формация

382	1	2	60-62	42	16	+	1	-	-
382	1	3	126-128	51	18	1	+	-	-
382	1	4	90-92	40	20	-	1	-	-
382	1	6	40-42	46	23	+	-	-	-
382	2	1	60-70	48	18	+	-	-	-
382	2	3	48-50	48	23	1	-	-	-
382	2	3	64-66	52	18	1	+	-	-
382	2	3	92-94	49	23	-	-	-	-
382	3	2	100-102	54	20	1	-	-	-
382	3	2	147-149	46	20	-	-	-	-
383	1	2	30-33	43	22	-	-	-	-
383	1	2	140-144	48	19	+	1	-	-
383	1	4	15-19	42	20	-	+	-	-
388	1	2	Средн.	37	10	-	+	-	-

Вулканокластическая формация  
гор Новой Англии

382	16	1	130-134	-	1	-	-	-	-
382	16	2	46-49	+	5	-	-	-	-
382	16	3	63-65	+	-	2	-	-	-
382	16	5	94	-	2	-	-	-	-
382	16	6	38-41	1	+	-	-	-	-
382	16	6	47-60	+	-	-	-	+	-
382	16	6	124-126	-	+	-	-	-	-
382	17	2	35-39	-	+	-	-	-	-
382	17	2	119-121	+	-	-	-	-	-
382	17	3	30-35	-	1	-	-	-	-
382	17	3	34	-	2	-	-	-	-
382	17	3	61-63	-	-	-	-	-	-
382	17	5	63-66	1	1	-	-	-	-
382	17	6	50	+	-	-	-	-	-
382	17	6	100-102	2	6	-	-	-	-
382	18	1	108	-	-	-	-	-	-
382	18	2	36	-	-	-	-	-	-
382	18	4	30-40	-	-	-	-	-	-
382	18	4	129-133	-	1	-	-	-	-
382	18	4	137	-	+	-	-	-	-
382	19	2	9-11	+	-	-	-	-	-
382	19	2	21-23	-	1	-	-	-	-
382	20	2	114	-	+	-	-	-	-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
-	2	+	2	+	-	30	-	-	15	8	3,8
-	2	-	-	-	-	4	2	-	8	15	2,5
-	1	-	-	-	-	1	-	-	24	16	2,3
-	-	+	-	-	-	1	1	33	25	5	17,0
-	2	-	-	-	-	-	6	15	47	12	2,6
-	3	1	1	-	-	2	-	7	33	33	3,4
-	1	-	5	-	-	-	49	-	-	6	5,5
-	-	6	2	-	-	-	1	2	6	19	3,6
-	+	-	+	-	-	-	48	4	6	4	5,2
-	-	-	1	-	-	-	19	-	-	28	4,8
-	6	+	1	-	-	-	15	-	10	25	2,7
-	+	-	-	-	-	45	2	1	8	12	2,9
-	8	-	1	-	-	58	1	1	6	8	3,4
-	2	-	-	-	-	-	91	-	-	-	4,1
-	9	1	-	-	-	-	-	9	-	36	3,8
-	1	-	1	-	-	-	76	2	2	-	2,0
-	-	-	3	-	-	20	72	-	-	2	1,3

Терригенная турбидитная формация

-	1	-	11	1	-	-	12	-	-	16	2,6
-	+	-	12	-	-	-	7	-	-	10	2,7
-	1	-	-	-	-	-	17	-	-	18	2,0
-	1	-	2	-	-	-	17	-	-	12	2,0
-	1	-	5	-	-	-	7	+	-	20	2,7
-	1	-	5	-	-	-	6	-	-	17	2,0
-	-	+	5	-	-	-	6	-	-	18	2,7
-	+	-	4	1	-	-	4	-	-	17	2,1
-	-	-	2	-	-	-	7	-	-	18	2,6
-	1	+	8	3	-	-	6	-	-	16	2,3
-	+	-	+	-	-	-	12	-	-	23	1,9
-	1	-	+	-	-	-	14	-	-	18	2,5
-	+	-	+	-	-	-	10	-	-	25	2,1
-	+	-	2	-	-	-	42	-	-	9*	3,7

Вулканокластическая формация  
гор Новой Англии

+	2	62	-	-	-	-	-	-	5	30	-
1	-	4	-	-	-	-	5	-	-	85	0,1
3	-	23	-	-	26	-	16	-	-	31	0,2
-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	90	-
1	+	14	-	-	-	-	70	-	3	10	4,0
44	-	55	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	+	26	-	-	-	-	28	1	-	47	-
4	2	28	-	1	-	-	1	-	-	64	-
19	-	48	-	-	-	-	2	-	-	30	-
4	6	21	-	-	-	-	8	-	-	59	-
4	6	1	-	-	-	-	21	-	-	66	-
33	-	24	-	-	-	-	8	-	-	36	-
-	+	38	-	-	-	-	1	-	-	59	1,5
4	-	30	-	-	-	23	-	-	-	43	-
-	6	3	-	-	-	-	-	1	-	83	0,3
-	1	4	-	-	-	-	12	-	-	83	-
-	-	2	-	-	-	-	38	-	-	60	-
-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	88	-
-	3	2	-	-	-	19	-	-	-	75	-
-	5	1	-	-	-	85	-	-	-	9	-
-	1	16	-	-	-	-	56	-	-	28	-
5	+	11	-	-	-	9	-	-	-	73	-
1	4	12	-	-	-	-	-	-	-	83	-

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
382	20	4	36-41	-	-	-	-	-	-
382	20	5	78-80	-	-	-	-	-	-
382	21	2	80	+	1	-	-	-	-
382	21	3	123	-	-	1	-	-	-
382	21	1	122	-	-	-	-	-	-
385	16	2	75	+	-	-	-	-	-
385	16	2	94-96	13	4	1	-	-	-
385	16	2	121-124	4	2	-	-	-	-
385	16	2	132-134	-	-	-	-	-	-
385	16	2	137-140	8	3	-	-	-	14
385	19	1	121-123	-	-	-	-	-	21
385	19	сс	-	+	-	-	-	-	-
Базальтово-граувакковая формация Бермудского массива									
386	4	1	106	+	+	-	1	-	-
386	4	1	134-136	2	+	-	-	-	-
386	4	2	0-3	11	3	-	+	-	-
386	4	4	50	+	4	-	-	-	-
386	4	6	82	2	8	-	2	-	-
386	4	6	82-89	-	3	-	3	-	-
386	5	1	60-62	-	-	-	-	-	-
386	5	2	6	1	6	-	-	-	-
386	5	2	33-35	-	-	-	-	-	-
386	5	2	90-92	-	-	-	-	-	-
386	5	2	102	+	1	-	-	-	-
386	5	2	105-107	-	-	-	-	-	-
386	5	4	120-122	-	-	-	-	-	-
386	6	1	99	-	2	-	-	-	-
386	6	1	104-106	-	-	-	8	-	-
386	7	2	54-58	+	+	-	-	-	-
386	7	4	139	-	-	-	-	-	-
386	8	5	101	-	-	-	-	-	-
386	9	2	7	-	1	-	1	-	-
386	12	1	57-59	2	+	+	-	-	-
386	12	2	69	-	1	-	-	-	-
Пелагические карбонатные формации									
384	1	3	130-133	+	-	-	-	+	-
384	2	4	38-40	-	-	-	-	1	-
386	1	3	74-76	6	-	-	-	-	-
390	1	2	147	1	-	-	-	-	-
390	1	6	115-117**	10	6	-	-	-	-
390	3	2	94-96**	10	14	-	-	1	-
390	4	1	135-139	4	-	-	-	-	-
390	8	3	68-74	2	1	-	-	-	-
390A	1	2	137-141	+	+	-	-	-	-
Кремнисто-карбонатная (лавиная) формация впадины Блейк-Багама									
391A	4	1	12-15	3	4	-	-	-	-
391A	4	сс		45	14	-	-	+	-
391A	5	1	70-73	3	1	-	-	-	-

\* Присутствуют фосфатные зерна.

\*\* Анализ нерастворимого в 10%-ной соляной кислоте остатка.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
-	+	7	-	-	-	-	9	-	-	84	-
1	1	48	-	-	-	-	-	1	-	48	-
2	5	2	-	-	-	-	4	-	-	85	-
-	7	4	-	-	-	-	2	+	-	86	-
-	61	26	-	-	-	-	-	-	-	13	-
18	10	-	-	-	-	-	-	3	-	69	-
9	-	+	-	-	-	-	3	-	-	70	2,8
-	8	-	-	-	-	-	4	2	-	80*	-
12	-	+	-	-	12	-	6	1	2	66	-
17	-	1	-	-	-	-	+	-	-	58	2,6
78	-	1	-	-	-	-	+	-	-	-	-
20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	78*	-

Базальтово-граувакковая формация  
Бермудского массива

-	18	1	-	-	-	-	57	1	5	16	0,2
-	-	97	-	-	-	-	-	-	-	-	6,0
+	-	2	1	-	-	-	2	-	6	74	4,0
-	8	11	-	-	-	-	-	-	17	59	0,1
-	22	4	-	-	-	-	-	-	-	61	0,3
1	28	6	-	-	-	-	-	-	-	58	-
1	14	4	-	-	-	-	13	-	-	64	-
-	9	3	-	-	-	-	48	2	5	26	0,2
1	17	11	-	-	-	-	22	-	-	48	-
-	21	3	+	-	-	-	30	-	-	46	-
-	18	12	-	-	-	-	23	2	-	44	-
-	15	14	-	1	-	-	19	1	-	50	-
1	20	3	-	-	-	-	21	-	-	55	-
-	18	3	-	-	-	-	17	+	-	59	-
-	12	8	-	-	-	-	15	+	-	56	-
-	11	8	-	-	-	-	8	+	-	72	-
25	-	9	-	-	-	-	10	1	-	54	-
+	10	4	-	-	-	-	18	+	-	67	-
8	-	5	-	-	-	-	22	1	-	62	-
-	16	4	-	-	-	-	42	-	1	34	2,0
-	31	6	-	-	-	-	13	1	-	48	-

Пелагические карбонатные формации

-	-	2	+	-	-	-	77	18	1	-	-
-	-	1	+	-	-	-	86	6	6	-	-
-	+	-	-	-	-	-	93	-	-	-	-
-	-	-	-	93	-	-	5	-	-	-	-
-	16	18	+	-	-	-	-	1	-	48	-
-	-	4	1	-	-	-	-	5	-	62	0,8
-	2	-	-	-	-	-	90	-	3	-	-
1	-	-	-	-	-	-	19	-	-	76	1,6
-	1	-	-	-	-	-	96	-	2	-	-

Кремнисто-карбонатная (лавинная) формация  
впадины Блейк-Багама

-	+	-	2	-	-	-	89	-	-	2	0,9
-	-	-	16	-	-	-	4	14	1	4	3,2
-	-	-	2	-	-	-	94	-	-	1	3,0

Таблица 7

Содержание основных минералов в породах карбонатно-кремнисто-глинистой (турбидитной) формации, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Скважина				
	386		387		385
	а	б	а	б	а
Порода в целом					
Кальцит	13-28	0-16	0-17	0-40	-
Кварц	3-9	1-20	4-15	4-35	5-8
Полевые шпаты	0-2	0-6	0-4	0-5	4-6
Глинистые минералы	69-78	30-85	68-93	40-85	86-87
Клиноптилолит	-	0-7	0-2	0-6	0-3
Филлипсит	-	-	-	-	0-1
Кристобалит	-	0-24	-	0-18	-
Глинистые минералы фракции <0,002 мм*					
Каолинит	0-12	0-5	0-18	0-12	7
Слюда	14-34	16-46	8-42	9-40	16
Хлорит	0-2	0-4	0-7	0-3	-
Монтмориллонит	52-86	54-83	39-89	56-91	77

Примечание. а - нелитифицированная часть; б - литифицированная часть.

\* Сумма четырех глинистых минералов принята за 100%.

карбонатные (мергельные) слои являются закономерными членами турбидитных ритмов. В других случаях преимущественно бескарбонатные породы содержат лишь отдельные маломощные мергельные прослои с содержанием кальция до 40-66%.

Содержание кварца в целом невысокое, редко превышает 10-15%. Количество обломочного кварца возрастает в некоторых относительно грубозернистых базальных слоях турбидитных ритмов (до 15-20%). Максимальные же величины (22-35%) отмечены в самых нижних (палеоценовых) окремнелых горизонтах формации в скважине 387 (412-440 м, керны 26 и 27) одновременно с исчезновением кристобалита - тридимита, вероятно, за счет перехода последнего в халцедон. Полевых шпатов мало.

Из аутигенных минералов наиболее распространен неупорядоченный кристобалит - тридимит, присутствующий в большинстве проб литифицированных нижних слоев формации в скважинах 386 и 387 (до 20-24%) наряду с прослоями и линзами опал-кристобалитовых кремней. В этих же слоях обычен клиноптилолит, хотя содержание его, как правило, невысокое (от следов до нескольких процентов). В верхних нелитифицированных слоях он встречается очень редко. В некоторых пробах предположительно определен филлипсит. Достоверно он установлен только в пелагических слоях скважины 385. В больших количествах почти повсеместно присутствует пирит.

Крупноалевритовую фракцию мы проанализировали из нелитифицированных пород. В большинстве проб выход тяжелой фракции оказался ничтожно малым, поэтому удалось количественно подсчитать только состав легкой фракции. В последней преобладает биогенный опал, представленный радиоляриями, спикулами губок и их детритом (до 99% легкой фракции). В скважине 386 существенно содержание биогенного кальция (фораминифер и их обломков). В пелагических кремнистых глинах скважины 385 обнаружено значительное

количество биогенных фосфатных зерен (костного детрита). В турбидитах скважин 386 и 387 они также встречаются, но в небольшом количестве.

Кварц встречен почти всюду, но лишь в отдельных пробах из базальных слоев турбидитов содержание его превышает 10%. Полевые шпаты редки или отсутствуют, кварц всюду преобладает над ними. Кварц-полевощлатовое отношение, там, где его удалось рассчитать, составляет 2,3–16,0. Среди полевых шпатов чаще встречаются ортоклаз-микроклин и кислые плагиоклазы; основные плагиоклазы, как правило, отсутствуют. Состав обломочных минералов легкой фракции, таким образом, континентальный, гранитоидный.

Из аутигенных минералов наиболее характерен глауконит, встречающийся в небольших количествах во многих пробах из скважин 386 и 387. Обогащенные глауконитом относительно грубозернистые базальные слои кремнистых турбидитов со спикулами и радиоляриями описаны в шлифах. Цеолиты (клиноптилолит?) встречаются спорадически в небольших количествах.

Содержание тяжелых обломочных минералов в большинстве проб столь мало, что никаких количественных соотношений установить не удастся. Исключение составляют три пробы из керна 15 скважины 386 (см. табл. 5), взятые из одного нечетко выраженного турбидитного ритма. В двух из этих проб (секция 1), взятых из верхних слоев ритма, состав тяжелых минералов близок к описанному в вышележащих базальтовых граувакках: преобладает клинопироксен, много хромшпинелида, апатита, присутствует гранат, роговая обманка, циркон, рутил, анатаз, сфен. Легкая фракция обогащена цеолитом, хлоритом, обломками пород. Вероятно, этот минеральный комплекс связан с локальным (эдафогенным?) источником – базальтами и метабазами Бермудского массива, который, таким образом, проявлял себя раньше, чем началось массовое отложение граувакковых песчаных турбидитов олигоцена. Тяжелая фракция из нижнего слоя этого же турбидитного ритма на 93% сложена пиритом. Среди прозрачных обломочных минералов преобладает клинопироксен, но в отличие от вышележащих слоев довольно много ставролита; встречены кианит, барит, тогда как хромшпинелид и апатит не отмечены. Вероятно, в этой пробе представлен терригенный комплекс минералов из континентального источника, перемытый суспензионным потоком, что подтверждается повышенным содержанием кварца в легкой фракции.

Следует, однако, обратить внимание на то, что по немногочисленным зернам в тяжелой фракции многих проб из скважин 386 и 387 выявляется преобладание клинопироксена и довольно частая встречаемость хромшпинелида, апатита. В единичных зернах отмечены эпидот, роговая обманка, турмалин, циркон, рутил, барит, сфен, анатаз, хлорит, биотит, кианит, т.е. типичный континентальный комплекс обломочных минералов, связанный с гранитно-метаморфическими породами.

Тяжелая фракция крупного алеврита пород описываемой формации часто резко обогащена пиритом, пиритизированными спикулами губок и радиоляриями. Так, в серии проб из скважины 386 (керна 15–17) пирит составляет 79–96% тяжелой фракции. Обогащены пиритом некоторые пробы из скважины 387. В последней встречаются также слои, где тяжелая фракция представлена преимущественно сидеритом (82–92%) и родохрозитом (56–92%). При этом следует учесть, что пиритизированные кремневые частицы иногда слагают базальные слои турбидитов почти целиком, тогда как сидерит и родохрозит обогащают тяжелую фракцию тонких радиоляриевых глин при низком общем содержании алеврита.

Таким образом, минеральный состав пород карбонатно-кремнисто-глинистой формации характеризуется сочетанием терригенного глинистого вещества (преимущественно монтмориллонитового состава) с небольшой примесью терригенного алеврита (с континентальным гранитно-метаморфическим комплексом минералов) и биогенного материала, как кремнистого, так и карбонатного. Аутигенные минералы представлены тридимит-кристобалитом, клиноптилолитом и такими минералами восстановительной зоны диагенеза, как пирит, сидерит, родохрозит, глауконит. Породообразующими являются из них только тридимит-кристобалит и изредка пирит.

### Гемипелагическая глинистая формация

Минеральный состав глинистых пород этой широко распространенной неоген-четвертичной формации изучен дифрактометрическим методом в ряде скважин 11-го [Zemfels e.a., 1972], 43-го [Koch, Rothe, 1979] и 44-го [Flodod, 1978] рейсов "Гломара Челленджера". Результаты исследований сведены в табл. 8. Кроме того, проведен дифрактометрический анализ осадков этой формации в многочисленных грунтовых колонках, который позволил составить довольно детальное представление о распределении глинистых минералов по площади дна и выявить пути их миграции [Tucholke, 1975]. Изучались аутигенные и обломочные минералы [Beall, Fischer, 1968; Peterson, Edgar e.a., 1970; Lancelot e.a., 1972 и др].

При значительном разнообразии минерального состава все гемипелагические глины, алевроитово-глинистые и мергелистые осадки, входящие в состав этой формации, отличаются сравнительно высоким содержанием обломочных минералов - кварца и полевых шпатов. Кварца содержится обычно от 14 до 20% и более. Содержание полевых шпатов варьирует в более широких пределах - от 0 до 42%; чаще более 10%. Кварц хотя и преобладает над суммой полевых шпатов, но не столь резко, как во всех описанных выше формациях. В редких обогащенных алевроитом прослоях отмечено преобладание полевых шпатов над кварцем. Среди полевых шпатов всюду доминирует плагиоклаз, в большинстве проб калиевый полевой шпат вообще не фиксируется.

Доля глинистых минералов соответственно меньше, обычно не превышает 50-60%, а нередко менее 40%. Роль глинистых минералов возрастает за счет убывания кварца, а особенно полевых шпатов, при удалении от континентального склона. Так, гемипелагические глины на подножиях гор Новой Англии (скв. 382, 385) отличаются умеренным содержанием кварца, низ-

Таблица 8

Содержание основных минералов в породах гемипелагической глинистой

Минералы	Скважины			
	101	102	103	104
Порода в целом				
Кальцит	5-15	8-34	0-31	0-29
Доломит	0-13	0-5	0-8	0-3
Сидерит	0-2	0-1	-	0-4
Кварц	20-34	18-28	21-34	20-37
Полевые шпаты	6-18	5-18	3-13	1-17
Глинистые минералы	25-54	34-57	29-60	34-52
Пирит	0-6	-	0-2	0-4
Амфибол	-	0-4	-	-
Клиноптилолит	-	-	-	-
Филлипсит	-	-	-	-
Глинистые минералы фракции < 0,002 мм*				
Каолинит	10-18	3-23	8-25	10-29
Слюда	20-34	26-67	25-36	20-38
Хлорит	0-6	0-11	0-5	0-5
Монтмориллонит	47-64	12-58	44-62	29-54
Пальгорскит	-	-	-	0-32

\*Сумма пяти глинистых минералов принята за 100%.

\*\*Соотношения глинистых минералов в скв. 388 и 391 даны для породы в целом, но пересчитаны на их сумму.

ким - полевых шпато и довольно высоким - глинистых минералов (55-83%), что, вероятно, можно объяснить механической дифференциацией глинистой взвеси при дальнем переносе.

Соотношения глинистых минералов варьируют, но хорошо видны общие черты: небольшое преобладание монтмориллонита над слюдой, повышенное содержание каолинита, низкое - хлорита. Каолинита особенно много в южном приконтинентальном районе - в гемипелагических глинах аккумулятивных внешних хребтов подножия континентального склона (скв. 101, 102, 103, 104) и во впадине Блейк-Багама (скв. 391), меньше в более северных районах континентального склона (скв. 105, 106, 388). Минимальные величины (3-9%) характерны для гемипелагических глин в районе гор Новой Англии (скв. 382, 385), где наблюдается также наименьшее содержание слюды и максимальное - монтмориллонита. Вероятно, это связано с механической дифференциацией глинистого вещества - осаждением слюды и каолинита ближе к источникам сноса и относительным обогащением взвеси тонкодисперсным монтмориллонитом.

За исключением района гор Новой Англии, гемипелагическая формация характеризуется заметной примесью биогенного кальцита, содержание которого в отдельных слоях превышает 30%.

Из аутигенных минералов дифрактометрическим методом установлены доломит, сидерит, родохрозит, пирит, клинофтилолит, филлипсит, палыгорскит, кристобалит. Доломит встречается довольно часто (максимум до 13%), реже отмечаются сидерит и родохрозит. Последний образует местами конкреционные стяжения и заполняет ходы роющих организмов. Пирит распространен почти повсеместно, но обычно в количествах, которые ниже чувствительности дифрактометрического метода, лишь в отдельных пробах глин определено до 4-

формации, % от суммы кристаллических фаз

Скважины

105	106	382	385	388**	391**
Порода в целом					
0-13	0-15	-	-	0-28	0-37
0-3	0-2	-	-	-	1-2
-	-	-	-	0-30	-
24-27	18-30	14-35	15-30	25-66	28-43
7-42	0-18	2-10	4-7	10-19	12-30
17-56	40-75	55-83	63-77	24-41	14-24
-	0-2	-	-	0-6	-
0-4	0-2	0-2	-	-	0-3
-	-	0-1	0-1	-	-
-	-	-	0-2	-	-
Глинистые минералы фракции <0,002 мм *					
0-17	0-17	3-9	3-9	0-25	15-36
27-55	11-63	11-46	5-24	50-76	40-75
0-10	0-14	1-9	2-4	0-9	0-30
33-60	22-84	63-84	63-90	13-50	0-15
-	-	-	-	-	-

6% этого минерала. Изредка встречаются пиритовые стяжения. Цеолиты (клиноптилолит, реже филлипсит) обнаружены в небольших количествах только в глинах района гор Новой Англии. В нескольких пробах из нижней части толши гемипелагических глин в скважине 104 определен палыгорскит, в одной из них содержание его достигает 32%. На глубине более 950 м от дна в скважине 106 появляется кристобалит, в пробе с глубины 1012 м он составляет 56% породы.

Крупноалевритовую фракцию гемипелагических глин мы изучали из скважин 382, 385, 388 и 391 (см. табл. 5, 6). В легкой фракции много кварца: в районе гор Новой Англии — 13–55%, на континентальном подножии (скв. 388) — 27–52%, а во впадине Блэйк–Багама в одной из проб скважины 391 (после удаления  $\text{CaCO}_3$ ) — 35%. Полевые шпаты уступают количественно кварцу, но кварц–полевошпатовое отношение в большинстве случаев не очень высокое — 1,8–3,4%, редко — более 5%. Характерно преобладание кислых плагиоклазов и калиевого полевого шпата над основными плагиоклазами. Из других терригенных минералов в легкой фракции отмечены в единичных зернах хлорит, слюды.

В ряде проб существенную часть легкой фракции слагают биогенные минералы — карбонатные, реже кремневые остатки, а в скважинах 382 и 385 — также фосфатный костный детрит. Последний составляет до 47% легкой фракции, что необычно для гемипелагических осадков. Аутигенные минералы в легкой фракции редки. Встречены единичные зерна глауконита, цеолита (клиноптилолита?).

Выход тяжелой фракции крупного алеврита во многих пробах гемипелагических глин слишком мал (десятки зерен) для количественной характеристики минерального состава. Там, где тяжелой фракции достаточно для подсчета, она состоит почти нацело (70–98%) из аутигенного пирита или в некоторых слоях из ближе не определенных карбонатных (сидеритовых?) агрегатов. Соотношения прозрачных обломочных минералов удалось получить лишь в единичных пробах.

В миоценовых гемипелагических глинах скважины 385 (см. табл. 5) преобладают зеленая роговая обманка и эпидот, далее в порядке убывания следуют гранат, циркон, клинопироксен, актинолит — тремолит, ортопироксен, сфен, апатит, турмалин, хлорит, а в виде единичных зерен присутствуют ставролит, шпинель, рутил, силлиманит, кианит. По единичным зернам роговой обманки, граната, эпидота, клинопироксена, турмалина, апатита, сфена, циркона, актинолита сходный набор тяжелых минералов угадывается и в других скважинах.

Это типичный континентальный (эпидот–роговообманковый) комплекс минералов, широко распространенный в современных осадках Атлантического океана [Мурдмаа, Серова и др., 1979]. Он заметно отличается, однако, от описанного выше минерального комплекса пород карбонатно–кремнисто–глинистой (турбидитной) формации прежде всего по низкому содержанию клинопироксена и хромшпинелида и высокому содержанию амфиболов, эпидота и граната. Хотя данных слишком мало для уверенных выводов, можно все же предположить существование разных питающих провинций для этих двух комплексов обломочных минералов.

В целом минеральный состав пород формации можно охарактеризовать как обломочно–глинистый терригенный, генетически связанный с платформенной гранитно–метаморфической питающей провинцией. Он несет черты меньшей "зрелости" по сравнению с более древними породами, что выражается в значительном содержании в глинистых породах обломочных минералов, а среди последних — полевых шпатов, слюд. Об этом же свидетельствует смешанный гидрослюдисто–монтмориллонитовый состав глинистых минералов. Повышенное содержание каолинита в южных районах отражает, возможно, климатическую зональность выветривания на суше. Аутигенные минералы принадлежат к комплексу раннедиагенетической восстановительной зоны приконтинентальной области [Мурдмаа, Лисицына и др., 1979].

## Терригенная турбидитная формация

Дифрактометрические определения минерального состава пород терригенной турбидитной формации в целом и их глинистой фракции выполнены в 15 пробках из скважин 106 и 388 на подножии континентального склона и скважины 382 у подножия горы Нэшвилл [Zemmels e. a., 1972; Koch, Rothe, 1979; Flood, 1978]. Пределы колебания концентрации основных минералов по этим данным приведены в табл. 9.

Терригенные турбидиты содержат небольшое количество биогенного кальция (фораминифер, кокколитов), в одном слое скважины 388 – до 42%, а местами – аутигенный доломит. Характерно почти повсеместное преобладание обломочных минералов – кварца и полевых шпатов – над глинистыми (см. табл. 9). Размер зерен обломочных минералов варьирует от песчаного до пелитового. Даже во фракции мельче 0,002 мм содержится 10–15% кварца и до 15% плагиоклаза [Zemmels e. a., 1972]. Кварц обычно несколько преобладает над полевыми шпатами, но кварц–полевошпатовое отношение ниже, чем в терригенных породах любой другой формации данного региона (0,8–3,0). Среди полевых шпатов больше плагиоклаза, но калиевый полевой шпат, по крайней мере в скважине 388, встречен в заметных количествах (до 11–14% породы). Таким образом, состав обломочных компонентов приближается к аркозовому.

Среди глинистых минералов доминирует слюда. Монтмориллонита мало. Содержание каолинита достигает 10% во фракции < 0,002 мм и 20–30% (скв. 388) от суммы глинистых минералов, определенных для пород в целом.

В турбидитах из скважины 382 довольно много хлорита. Преимущественно гидрослюдистый состав глинистой фракции характерен для современных осадков всей Северо-Американской котловины [Ратеев и др., 1966; Griffin e. a., 1968]. При этом для терригенных осадков абиссальной равнины Сом, к северу от гор Новой Англии, указанные авторы отмечают относительно повышен-

Таблица 9

Содержание основных минералов в терригенной турбидитной формации,  
% от суммы кристаллических фаз

Минералы	Скважины		
	106	388**	382
Порода в целом			
Кальцит	4–14	16–42	4–16
Доломит	0–5	1–2	–
Кварц	22–37	27–43	25–60
Полевые шпаты	10–37	13–35	10–25
Глинистые минералы	18–50	9–35	12–58
Амфибол	1–5	0–2	0–2
Отношение кварц/полевые шпаты	0,9–2,1	0,8–2,5	1,7–3,0
Глинистые минералы фракции < 0,002 мм*			
Каолинит	7–10	20–30	0–10
Слюда	56–70	67–80	68–81
Хлорит	6–11	0–6	10–24
Монтмориллонит	13–27	–	0–8

\* Сумма четырех глинистых минералов принята за 100%.

\*\* Соотношение глинистых минералов по скв. 388 дано для породы в целом, но пересчитано на их сумму.

ное содержание хлорита (20–30%) и предельно низкое монтмориллонита и каолинита, с чем согласуются данные по плейстоценовым турбидитам скважины 382 с южной окраины этой равнины.

Крупноалевритовую фракцию терригенных турбидитов мы изучили из скважин 382, 383 (абиссальная равнина Сом) и 388 (подножие континентального склона). Легкая фракция (см. табл. 6) имеет довольно однообразный состав. Кварц составляет в ней 40–54%, кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты (подсчитанные вместе) – от 16 до 23%. Основные и средние плагиоклазы (с показателем преломления более 1,54) имеют резко подчиненное значение (0–1%). Кварц-полевое отношение находится в пределах 1,9–2,7, что меньше, чем в крупноалевритовой фракции терригенных пород других формаций. Присутствует хлорит, глауконит. Содержание глауконита в верхних слоях турбидитов из скважины 382 достигает 11–12% от легкой фракции. Постоянно отмечается примесь биогенного кальцита. Обломки пород и неопределимые зерна составляют не более 25% от легкой фракции.

В составе прозрачных минералов тяжелой фракции крупного алеврита (сумма прозрачных аллотигенных минералов составляет обычно более 50% от фракции; см. табл. 5) определенно преобладает роговая обманка, сравнительно много орто- и клинопироксенов, минералов группы эпидота, а также граната. В большинстве проб отмечены актинолит – тремолит, сфен (до 16%), ставролит, циркон (до 10%), апатит, рутил, а в виде единичных зерен встречается еще турмалин, хлорит, биотит, шпинель, анатаз, силлиманит, кианит, барит. В турбидитах скважины 382 обнаружен в заметных количествах аутигенный карбонат (сидерит – родохрозит?). Постоянно присутствует аутигенный шпирит, содержание которого достигает 40–45% от тяжелой фракции.

Таким образом, минеральный состав плейстоценовых терригенных турбидитов характеризуется типичным континентальным гранитно-метаморфическим комплексом минералов, в общем слабо переработанным в процессах субаэрального выветривания и осадочной дифференциации, о чем свидетельствует обилие полевых шпатов и слюд.

### Вулканокластические формации

Обломочные (брекчии, песчаники, алевролиты), обломочно-глинистые, глинистые, мергельные и известково-обломочные породы, в составе которых преобладают продукты перемыва и преобразования первично щелочно-базальтового вулканокластического материала, образуют вулканокластическую формацию подножий гор Новой Англии (скв. 382, 385) и базальтово-граувакковую в районе Бермудской возвышенности (скв. 386). Сводка результатов дифрактометрического изучения этих пород приведена в табл. 10. Как видно, пределы колебания содержания всех главных минеральных компонентов в данном случае малоинформативны из-за слишком широких вариаций состава внутри формаций. Тем не менее некоторые выводы сделать можно.

Прежде всего обращает внимание низкое содержание кварца, а в базальтовых граувакках Бермудского массива также полевых шпатов и очень высокое-глинистых минералов. Кварц обнаружен в вулканокластической формации гор Новой Англии только в 5 пробах из 32 проанализированных, причем кварц-содержащими оказались известковистые прослои (с пелагическим биогенным материалом), в которых имеются и другие признаки присутствия терригенного материала. Преимущественно к тонкозернистым известковистым прослоям относятся и 5 проб, содержащих небольшое количество (2–3%) кварца, в базальтово-граувакковой формации Бермудского района.

Полевые шпаты обнаружены почти во всех пробах пород вулканологической формации района гор Новой Англии, содержание их варьирует от единиц до десятков процентов. В большинстве случаев они представлены плагиоклазом, но в ряде проб отмечено высокое содержание калиевого полевого шпата, возможно, аутигенного санидина. Незначительное содержание полевых шпатов характеризует обломочный материал базальтово-граувакковой формации Бермудского массива, где даже песчаники и алевролиты практически бесполово-шпатовые.

Таблица 10

Содержание основных минералов в вулканогенно-осадочных породах, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Скважины		
	382	385 (одна проба)	386

## Порода в целом

Кальцит	0-52	-	0-63
Кварц	0-14	-	0-15
Полевые шпаты	0-40	-	0-5
Глинистые минералы	10-94	97	34-95
Клиноптилолит	0-3	3	0-1
Филлипсит	0-7	-	0-4
Анальцит	0-3	-	0-3
Амфибол	0-6	-	-
Пироксен	0-3	-	0-5

## Глинистые минералы фракции &lt; 0,002 мм\*

Каолинит	0-50	-	0-14
Слюда	0-57	-	0-50
Хлорит	0-60	6	0-12
Монтмориллонит	0-100	94	29-100

\*Сумма четырех глинистых минералов принята за 100%.

Неожиданно высокое содержание глинистых минералов даже в грубозернистых породах обеих формаций (в большинстве проб более 60%, максимум до 97%) объясняется интенсивной глинизацией первично стекловатого вулканокластического материала и небольшим содержанием других кристаллических фаз. Значительную часть пород слагает, судя по описанию шлифов, аморфное вещество (нераскристаллизованное стекло, палагонит, гидроокислы железа).

Неясные, а частично вызывающие сомнения результаты дало изучение состава глинистой фракции. В ряде проб фиксированы большие количества каолинита (до 40-50% от суммы глинистых минералов фракции < 0,002 мм). Иногда вся фракция сложена каолинитом и хлоритом в примерно равных количествах (скв. 382, керн 18, секция 1, по полевому описанию коричневые, с цветовой полосчатостью, известковистые алевролитистые глины; по данным дифрактометрии содержат до 6% роговой обманки). В отдельных известковистых слоях скважины 382 довольно много (11-57%) слюд в сочетании с каолинитом или без него. В большинстве проб слюда не найдена. В базальтово-граувакковой формации (скв. 386) слюды присутствуют почти всюду (13-50%), обычно в ассоциации с каолинитом (6-14%).

Хлорит фиксирован далеко не везде, но в обеих формациях встречаются слои, где фракция < 0,002 мм резко обогащена хлоритом, как правило, в ассоциации с каолинитом. Помимо уже упомянутого керна 18 скважины 382, сюда относятся цеолитсодержащие пестрые (преимущественно красновато-коричневые) тонкослойчатые алевролитистые глины керна 20 (404-412 м от дна). В базальтово-граувакковой формации хлорит (7-12% фракции < 0,002 мм) присутствует в верхней части разреза (керна 4-8, 150-195 м от дна) в ассоциации с каолинитом и слюдой, тогда как в преимущественно глинистых породах нижней части (керна 9-13) он отсутствует. Исчезает здесь и каолинит.

Глинистая фракция многих проб обеих формаций почти нацело (80–100%) сложена монтмориллонитом. Практически мономинеральными монтмориллонитовыми являются глинистые фракции пестрых глин и мергельных осадков верхней части разреза вулканокластической формации в скважине 382 (керны 16, 17), а также нижних слоев цеолитсодержащих вулканокластических алевритистых глин и алевролитов (керны 21–23). Чисто монтмориллонитовые фракции выделены из алевритистых глин базальтово-граувакковой формации.

Количество цеолитов, определенное дифрактометрическим методом, оказалось значительно меньше, чем оценивалось (20–30%) по визуальным оценкам в мазках и шлифах. Не исключена возможность, что принятая методика диагностики и количественного расчета цеолитов (особенно филлипсита) дает систематические ошибки. В частности, уже неоднократно обращалось внимание на трудность однозначного распознавания филлипсита и каолинита. В данном случае нам кажется, что именно с такого рода ошибки связано непомерно высокое содержание каолинита и низкое – филлипсита. Вопрос этот требует дальнейшего изучения. Определены клиноптилолит, филлипсит и анальцит. Последний, вероятно, имеет обломочное происхождение. С вулканокластическим материалом поступает, возможно, и часть филлипсита, но несомненно присутствует и аутигенный филлипсит.

Изучение крупноалевритовой фракции вулканогенно-осадочных пород выявило существенное различие между вулканокластической формацией гор Новой Англии, с одной стороны, и базальтово-граувакковой Бермудского массива – с другой. В первой из названных легкая фракция (см. табл. 6, скв. 382, керны 16–21 и скв. 385, керны 16–19) почти не содержит кварца, редко встречаются полевые шпаты, главным образом кислые плагиоклазы и калиевый полевой шпат. В большинстве проб отмечены палагонитоподобные измененные вулканические стекла и минерал группы хлорита (?). Существенную долю фракции (до 80–90%) составляют ближе не диагностированные измененные зерна и обломки пород (базальта). Неизмененные вулканические стекла отсутствуют в скважине 382, но встречены в скважине 385. Постоянно присутствуют цеолиты, количество которых варьирует от единичных зерен до 50–62% от легкой фракции. В известковых слоях до 70% составляет биогенный кальцит.

В тяжелой фракции пород вулканокластической формации (см. табл. 5) обычно преобладает роговая обманка, в том числе темно-бурая базальтическая (до 76% от суммы прозрачных минералов фракции). Как правило, много клинопироксена (авгита), но содержание его варьирует в широких пределах (0–64%). Характерно значительное, а в отдельных случаях очень высокое (до 46%) содержание сфена. Почти всегда присутствуют минералы группы эпидота (до 18%) и апатит (до 28%). Довольно часто встречается циркон, в отдельных пробах его содержание достигает 9–11%. Обнаружены отдельные слои со значительным содержанием барита (до 87%) и сидерита – родохрозита (до 89%), очевидно, аутигенных. Скопления идиоморфных кристаллов барита были отмечены еще при полевом микроописании осадков. По-видимому, аутигенным является и часть апатита. Среди рудных минералов резко преобладает магнетит (титаномангнетит?). Пирит редок, а гидроокислы железа (лимонит) отмечаются в большинстве проб в количестве до 49% от тяжелой фракции.

Легкая фракция крупного алеврита пород базальтово-граувакковой формации также почти не содержит кварца и полевых шпатов. Мало палагонита, а неизмененные стекла не встречены. Преобладающую часть фракции составляют неопределенные измененные зерна и обломки пород. Среди прозрачных минералов преобладают хлорит и в меньшем количестве цеолиты. Всюду присутствуют биогенные карбонатные частицы, содержание которых достигает 42%.

В составе тяжелой фракции (см. табл. 5, скв. 386, керны 4–12) резко доминирует клинопироксен (авгит с примесью эгирина-авгита или титанавгита). Роговой обманки, а также сфена в отличие от вулканокластических пород района гор Новой Англии мало. В значительных количествах (до 29% от суммы прозрачных тяжелых минералов) присутствует хромшпинелид, во всех пробах отмечен апатит (2–10%), в одном случае его содержание достигает 59%.

Интересна довольно частая встречаемость эпидота, анатаза, циркона и граната, а также барита. Эти минералы, несмотря на их сравнительно невысокую концентрацию, вероятно, следует отнести к категории характерных для данного комплекса. Рудные минералы представлены магнетитом и лимонитом.

Основу минерального состава пород в обеих рассматриваемых формациях образует вулканокластический материал щелочно-базальтового состава. От первичного исходного вещества породы унаследовали низкое содержание кварца, а возможно, и полевых шпатов, характерные тяжелые минералы — роговую обманку в районе гор Новой Англии (где известно широкое распространение роговообманковых базальтоидов), клинопироксен и хромшпинелид в базальтово-граувакковой формации Бермудского массива. К первично вулканогенным, по-видимому, относится также циркон, частично сфен, апатит. Но в составе пород обеих формаций все же доминируют вторичные образования, прежде всего глинистые минералы и цеолиты. Нам не вполне ясен генезис этих минералов. Они могли образоваться по базальтовой вулканокластике либо до ее переотложения (при выветривании или гидротермальном преобразовании), либо в процессе гальмиролиза и диагенеза на месте. Структурно-текстурные особенности пород (см. гл. II) и некоторые геохимические данные как будто говорят в пользу первого предположения. Здесь нужно иметь в виду еще и систематическое присутствие таких метаморфических минералов, как эпидот, хлорит, гранат, анатаз, лейкоксен, а также обилие сфена, апатита в некоторых слоях. Они скорее всего образовались при вторичных изменениях (гидротермальных?) базальтовой вулканокластике до переноса и осаждения в обвальноссыпных накоплениях и турбидитах, образующих ныне наблюдаемые толщи вулканогенно-осадочных пород.

Мы предполагаем, что обе формации образованы за счет переотложения ранее измененных вулканокластических толщ и что переотложение произошло в подводных условиях, т.е. эдафогенным путем. Другими словами, вторичные минералы, в значительной мере и такие, как монтмориллонит, цеолиты, барит, имеют в составе формаций скорее эдафогенное, чем аутигенное, происхождение. Это не исключает, конечно, аутигенного глино- и цеолитообразования, отчетливо наблюдаемого в шлифах в виде вторичной цементации и крустификаций.

### Пелагические карбонатные формации

О минеральном составе пелагических известковых осадков можно судить по данным дифрактометрии, выполненной для пород мел-палеогеновых формаций, вскрытых скважинами 384 [Koch, Rothe, 1979], 390 и 392 [Flood, 1978] (табл. 11).

Во всех образцах резко преобладает кальцит. За исключением некоторых мергелистых прослоев, его содержание больше 70%, а в скважине 390 преобладают известковые илы и мелы с содержанием более 90% биогенного кальцита. Только в скважине 392, на краю выступа плато Блейк, в нижних слоях пелагической формации отмечена небольшая примесь арагонита (до 10%) и доломита. Обломочных и глинистых минералов соответственно мало, но обращает внимание сравнительно высокое содержание кварца по отношению к сумме глинистых минералов. Хотя при таких низких значениях надежность дифрактометрических определений вызывает сомнение, все же можно предположить, что бескарбонатный остаток известковых пород обогащен обломочными минералами, что может быть связано с его эоловым происхождением.

Соотношения глинистых минералов во фракции  $< 0,002$  мм (освобожденной от карбонатов) определены только в скважине 384 на хребте Джи-аномалии. Монтмориллонит здесь обычно преобладает над слюдой, а в верхней (палеогеновой) части разреза присутствует до 17% каолинита. В нижней (верхнемеловой) части формации встречаются слои, в которых глинистая фракция целиком сложена монтмориллонитом. Каолинита здесь почти нет.

В двух проанализированных пробах в легкой фракции крупного алевроита из верхних слоев карбонатной толщи скважины 384, помимо преобладающих биогенных известковых частиц (фораминифер), встречены редкие зерна кварца,

Таблица 11

Содержание основных минералов в породах пелагических карбонатных формаций, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Скважины		
	384	390	392
Порода в целом			
Кальцит	53-96	41-99	58-99
Доломит	-	-	0-2
Арагонит	-	-	0-10
Кварц	0-7	1-23	0-12
Полевые шпаты	0-2	0-18	0-8
Глинистые минералы	4-40	0-24	0-18
Клиноптилолит	0-7	0-1	-
Глинистые минералы фракции < 0,002 мм*			
Каолинит	0-17	Не опр.	Не опр.
Слюда	0-38	" "	" "
Хлорит	0-11	" "	" "
Монтмориллонит	35-100	" "	" "

\* Сумма четырех глинистых минералов фракции 0,002 мм принята за 100%.

вулканического стекла, цеолита и глауконита (см. табл. 6). Присутствует биогенный опал (радиолярии) и пелагический костный фосфат. Тяжелой фракции оказалось достаточно для подсчета только в одной пробе (скв. 384, керн 1), где из обломочных минералов преобладает клинопироксен, много роговой обманки, в единичных зернах отмечены эпидот, сфен, апатит. Сходный комплекс минералов угадывается по единичным зернам в известковых осадках выступа плато Блейк (скв. 390).

### Кремнисто-карбонатная (лавинная) формация впадины Блейк-Багама

Минеральный состав пород этой своеобразной миоценовой формации приконтинентальной области океана изучен дифрактометрически по 35 пробам из скважины 391А [Flood, 1978] (табл. 12).

Высококарбонатные мелоподобные известняки состоят либо из чистого кальцита (95-99%) с незначительной примесью кварца, доломита и глинистых минералов, либо из кальцита (42-85%) и арагонита (11-47%) с более заметной примесью доломита (до 6%). Арагонитсодержащие разности сосредоточены в верхней части разреза (149-324 м), но встречаются в отдельных прослоях и ниже. Арагонит входит здесь в составе переотложенного мелководного биогенного (бентогенного) детрита и оолитов, наблюдаемых в шлифах. Кальцит пелитоморфный, в основном без признаков биоморфной структуры, в меньшем количестве представлен нанноплактоном. Фораминифер обычно мало, но в отдельных слоях они наполняют осадок.

В глинисто-мергельных и кремнисто-глинистых интервалах только редкие прослои содержат до 56% кальцита, а арагонита не более 7%, и в большинстве образцов содержание карбонатов низкое. Как правило, много кварца, в большей части проанализированных проб он доминирует над суммой глинистых минералов. Полевые шпаты обнаружены лишь в турбидитных прослоях вместе с высоким содержанием кварца, слюды. Глинистые минералы, определенные для пород в целом, не дают закономерной картины распределения. По единичным определениям в верхней кремнисто-глинистой пачке слюда преобладает

Таблица 12

Содержание основных минералов в кремнисто-карбонатной (лавинной) формации из скважины 391А, % от суммы кристаллических фаз

Минералы	Общее	В мелах	В кремнисто-глинистых породах	Минералы	Общее	В мелах	В кремнисто-глинистых породах
Кальцит	0-99	48-99	0-56	Каолинит	0-6	0-2	0-6
Доломит	0-6	0-6	0-5	Слюда	0-20	-	0-20
Арагонит	0-47	0-47	0-7	Хлорит	0-10	-	0-10
Кварц	0-49	0-4	9-49	Монтмориллонит	0-49	0-2	0-49
Полевые шпаты	0-14	-	0-14	Пальгорскит	0-29	-	0-29
Пирит	0-5	-	0-5	Сепиолит	0-6	-	0-6

над монтмориллонитом, а в нижней, наоборот, отмечено резкое преобладание монтмориллонита. В обеих пачках присутствует в заметных количествах каолинит. В нескольких пробах мергелей обнаружен пальгорскит (до 29%) в сочетании с сепиолитом (до 6%), а иногда доломитом (до 5%). Происхождение пальгорскита и сепиолита неясно, по нашему мнению, они скорее всего перетолженные, возможно, терригенные. Довольно часто встречается пирит (1-5%).

Присутствующие в большом количестве биогенные кремневые частицы - радиолярии, спикулы, диатомеи и их детрит - сложены рентгеноаморфным опалом. Рефлексы кристобалита - тридимита нигде не фиксируются.

Из трех проанализированных проб легкой фракции крупного алеврита, выделенных из верхних кремнисто-глинистых слоев разреза формации, две почти целиком представлены биогенными кремневыми частицами (89-94%), а в третьей преобладают обломочные минералы (см. табл. 6). Среди обломочных минералов преобладает кварц, но довольно много и полевых шпатов. Кварц-полевошпатовое отношение невысокое (1-3). Во всех пробах отмечен глауконит (2-16%). Выход тяжелой фракции небольшой. В ее составе преобладает аутигенный пирит (57-92%). Прозрачные минералы встречаются в единичных зернах и представлены клинопироксеном, эпидотом, роговой обманкой, гранатом, турмалином, баритом, ортопироксеном.

Таким образом, в минеральном составе пород формации доминируют перетолженные биогенные минералы - кальцит, арагонит и опал. В подчиненном количестве присутствуют терригенные минералы, среди которых на первом месте кварц. Из аутигенных минералов присутствуют пирит и глауконит, типичные раннедиагенетические минералы восстановительной зоны.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

В 43-м и 44-м рейсах "Гломара Челленджера" одним из авторов (И.О. Мурдмаа) было отобрано несколько сот проб осадочных и вулканогенно-осадочных пород для химических анализов. Пробы отбирались и анализировались с таким расчетом, чтобы охватить по возможности все главные типы пород пробуренных формаций. Но наиболее детально опробованы красноцветные и пестроцветные интервалы разрезов, специально рассмотренные в следующей главе. Меньше всего внимания уделялось карбонатным породам, а мелководные карбонатные формации остались вообще химически не изученными. В ряде случаев из образцов кернов выделялись для анализа отдельные прослои, поэтому не все приводимые здесь анализы одинаково представительны для характеристики формаций в целом.

Пробы были высушены при 105°C и измельчены до состояния однородной пудры. Соли морской воды не удалялись. В ограниченном количестве проб преимущественно бескарбонатных пород выполнены полные силикатные анализы рентгенофлуоресцентным методом на приборе VRA-2. Большинство проб анализировалось стандартными методами химического анализа на содержание Fe, Mn, Ti, частично P. Атомно-адсорбционным методом определялись Al, Cu, Zn, Ni, Co, Cr и частично Fe, Mn. Формы Fe изучались выборочно. Определение легкорастворимого (подвижного) Fe<sup>+2</sup> производилось титрованием бихроматом после 5-минутного кипячения в HCl (5:100). Для определения суммарного Fe<sup>+2</sup> применялся тот же метод титрования после разложения пробы в смеси HF и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Fe<sup>+2</sup> пиритное определялось из нерастворимого остатка после разложения пробы в смеси HF и H<sub>2</sub>S и выпаривания. Легкорастворимое (подвижное) Fe<sup>+3</sup> (предположительно свободные гидроокислы и слабо окристаллизованный гетит?) определялось фотометрически после воздействия реактивом Тамма с pH 3,25 (12,61 г щавелевой кислоты и 24,9 г оксалата аммония на 1 л воды) в свете ртутной лампы. Нерастворимое Fe<sup>+3</sup> определялось по разности валового Fe и других его форм.

Использованы данные стандартных определений карбонатности и C<sub>орг</sub>, выполненных в Скриппсовском океанографическом институте (США) на приборе Leco [Myers, 1978b; Boyce, Bode, 1972], с добавлением данных небольшого количества собственных анализов, выполненных методом Кюшпа (для пересчета на бескарбонатное вещество).

#### Полные силикатные анализы осадочных пород

Для сопоставления состава разных типов пород и формаций целесообразно пользоваться сравнением их анализов с анализами наименее гетерогенных "чистых" типов. Поскольку большинство некарбонатных формаций существенно глинистые, мы выбрали для сравнения типичные терригенные глины миоценовой гемипелагической глинистой формации из скважин 382 и 385, весьма сходные между собой (табл. 13). Эти глины содержат 15-25% кварца, 5-8% полевых шпатов и 70-80% глинистых минералов (от суммы кристаллических фаз). Среди глинистых минералов фракции менее 0,002 мм преобладает монтмориллонит (70-80%). Гидрослюды составляют примерно 10-20%, хло-

рит — 2–9%, а каолинит — 3–9%. Химический состав их характеризуется умеренно высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , близким к среднему для глинистых осадков отношением  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  [Bostrom, 1976], средними или низкими величинами  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Величина потерь при прокаливании, равная 9–12%, близка к среднему для чистых глинистых осадков.

Сопоставление с составом гемипелагических глин полных силикатных анализов других, преимущественно терригенных, пород — плейстоценовых турбидитов, меловых черных и пестрых глин, а также пород эоценовой карбонатно-кремнисто-глинистой (турбидитной) формации — позволяет выявить ряд закономерных отклонений.

Две проанализированные пробы слабоизвестковистых глинистых пород из плейстоценовых терригенных турбидитов подножия горы Нэшвилл (см. табл. 13) характеризуются несколько пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  за счет "разбавления"  $\text{CaCO}_3$ , а в одной из них отмечено также уменьшение отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (3,3) по сравнению с выбранной "нормальной" глиной. Обращает внимание повышенная магнизиальность (4–6%), что можно объяснить высоким содержанием хлорита в составе глинистого вещества [Koch, Rothe, 1979]. Слегка увеличена концентрация калия, по-видимому, за счет слюд.

Породы формации черных глин (см. табл. 13) значительно обогащены кремнеземом, содержание которого, кроме отдельных карбонатных прослоев, всюду выше 60% (до 84%). Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  превышает 5,0, а максимально составляет 26,5. Следует учесть, что мы не анализировали образцы кремней, встречающихся в толще черных глин, а только окремненные аргиллиты и прослой радиоларитов. Значительную обогащенность кремнеземом можно объяснить лишь вторичным окремнением, что подтверждается наблюдаемым в шлифах пойкилобластовым халцедоновым "фоном" глинистых пород, выделениями радиально-лучистого халцедона (см. гл. II), а также высоким содержанием кварца (см. гл. III). Избыточное содержание кремнезема обуславливает примерно пропорциональное уменьшение концентрации всех других компонентов, кроме железа и марганца, содержание которых в ряде случаев резко повышается.

Среди пород формации пестрых глин, более подробно рассмотренных в главе V, по полным силикатным анализам (см. табл. 13) выделяются глины, обогащенные каолинитом и гидрослюдой с низкими значениями отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  и высокими —  $\text{Al}/\text{Ti}$ . Эти же глины характеризуются относительно низким содержанием  $\text{MgO}$  и повышенным —  $\text{K}_2\text{O}$ . Имеются также высококремнистые разности.

Кремнисто-глинистые турбидиты эоценовой формации (см. табл. 13) в целом обогащены кремнеземом, и отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в них выше 4, но при этом выявляется закономерность — более высокая кремнистость отличает нижнюю, литифицированную (окремненную), часть формации от нелитифицированной, где даже радиолариевые осадки содержат не более 69%  $\text{SiO}_2$ . В окремненных глинах, содержащих мало кремнистых биогенных остатков, содержание  $\text{SiO}_2$  достигает 83%, а отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  — 25,2. По-видимому, в процессе диагенеза происходит заполнение порового пространства аутигенными минералами кремнезема — опалом и кристобалитом. Последний обнаружен при дифрактометрическом анализе [Koch, Rothe, 1979] и под сканирующим электронным микроскопом (см. Приложение, табл. VIII, IX).

Анализ пород древней карбонатной формации (см. табл. 13) показывает на фоне разной степени "разбавления" карбонатным материалом относительно повышенную кремнистость (отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  3,9–4,7), связанную отчасти с вторичным окремнением (признаки его обнаружены в шлифах), отчасти с обогащением обломочным кварцем, также видимым в шлифах. Обращает внимание повышенная магнизиальность пород — до 9,8% даже без пересчета на бескарбонатный остаток, что можно объяснить вторичной доломитизацией, выявленной минералогическим анализом (см. гл. III).

Миоценовые отложения гравитационных потоков во впадине Блейк-Багама (как мелоподобные известняки и мергели, так и глины) обогащены кремнеземом по отношению к глинозему:  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  колеблется в пределах 4,5–5,0, что значительно больше, чем в гемипелагических глинах (см. табл. 13). Из-

Таблица 13

Полные силикатные анализы пород различных формаций

Сква- жина	Керн	Сек- ция	Интервал, см	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *
1	2	3	4	5	6	7	8
Гемипелагическая глинистая формация							
382	7	2	81-83	57,8	0,84	17,0	7,43
385	3	2	130-132	57,0	0,84	16,1	6,40
Терригенная турбидитная формация							
382	1	5	110-112	45,8	0,57	12,9	4,64
382	3	1	126-128	50,0	0,68	15,2	6,58
Формация черных глин							
386	42	2	105-107	83,6	0,09	3,17	1,22
386	44	3	20-21	72,5	0,26	3,22	3,63
386	44	3	23-25	83,2	0,07	3,06	1,35
386	44	3	23,5-25	61,8	0,27	7,40	3,07
386	48	3	123-124	26,3	0,08	4,70	1,17
386	49	3	90-93	63,4	0,34	8,68	4,52
386	60	5	140-141	64,5	0,41	9,50	5,05
386	63	4	82-84	57,1	0,38	8,44	13,55
386	64	3	22-23	71,3	0,36	7,02	7,03
386	64	3	24-25	70,7	0,33	7,32	10,2
386	65	3	99-101	51,9	0,39	7,94	16,04
387	34	4	96-98	74,8	0,36	9,03	3,59
387	34	4	117-119	71,3	0,35	8,78	3,97
387	37	2	101-103	72,0	0,44	9,70	3,64
391C	10	1	72-75	56,0	0,80	15,98	7,94
391C	10	2	108-111	54,0	0,76	14,85	11,34
Пестроцветная глинистая формация							
382	15	6	60-62	55,1	0,65	15,69	5,97
385	8	5	130-132	57,1	0,58	15,2	5,75
385	10	1	138-140	69,6	0,57	10,0	4,26
385	11	2	24-26	53,0	0,61	14,5	6,72
385	13	3	109-113	33,7	0,48	12,7	7,15
385	14	1	66-70	53,3	0,87	19,3	8,18
385	14	2	6-8	52,9	0,79	18,6	7,02
385	15	1	53-55	51,1	1,00	19,4	9,87
386	36	5	74-76	52,8	0,87	19,1	7,46
386	36	5	94-98	52,7	0,83	19,4	7,39
386	37	3	8-9	64,9	0,45	10,43	5,17
386	37	3	15-17	71,1	0,50	9,67	5,04
386	38	1	31-32	69,6	0,39	8,93	5,08
386	38	3	90-91	68,3	0,50	10,5	5,95
386	39	1	129-131	63,8	0,56	13,2	7,00
386	39	1	144-145	60,8	0,53	13,4	7,23
386	40	2	0-1	71,8	0,38	9,54	3,34
386	40	2	3-4	63,4	0,51	12,7	8,55
386	41	4	68-70	64,3	0,45	11,43	8,57

MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
9	10	11	12	13	14	15	16
Гемипелагическая глинистая формация							
0,05	2,49	0,48	2,93	1,47	0,12	9,4	3,4
0,06	3,22	0,31	2,18	2,40	0,09	11,8	3,5
Терригенная турбидитная формация							
0,08	5,85	9,77	2,96	-	-	14,4	3,5
0,07	3,88	6,29	3,32	-	-	12,2	3,3
Формация черных глин							
0,54	1,12	1,86	0,27	-	0,15	7,1	26,5
0,40	1,71	0,62	1,22	-	-	9,9	8,8
0,16	0,33	3,37	0,29	-	-	7,7	27,2
0,21	1,74	1,30	1,01	-	-	22,1	8,3
0,86	0,78	33,0	0,11	-	0,10	32,4	5,3
1,94	2,26	5,09	1,25	0,92	0,06	11,4	7,3
0,26	2,48	1,86	1,90	1,02	0,18	12,4	6,8
0,04	1,43	0,43	3,28	-	-	15,6	6,8
0,06	2,35	0,37	2,69	0,87	0,10	5,3	10,2
0,05	2,28	0,30	2,53	0,79	0,17	5,4	9,7
0,03	3,17	0,73	2,24	-	-	16,9	6,5
0,02	1,09	0,58	1,12	-	-	6,4	8,3
0,02	1,22	1,19	1,10	-	-	10,0	8,1
0,02	4,60	0,47	1,65	1,17	0,23	6,3	7,4
0,04	2,83	0,60	2,60	-	-	12,2	3,5
0,10	2,92	0,47	3,18	-	-	10,0	3,6
Пестроцветная глинистая формация							
1,38	3,87	0,67	3,23	1,56	0,35	11,8	3,5
0,09	2,94	0,49	3,02	2,07	0,19	11,4	3,8
0,15)	1,92	0,47	1,70	-	-	9,6	6,9
0,75	3,18	0,92	3,32	-	-	13,8	3,7
0,54	2,23	18,6	1,48	1,90	1,14	21,0	2,6
0,40	2,39	0,33	2,98	1,05	0,15	11,1	2,8
0,22	2,85	0,41	3,30	1,70	3,13	12,2	2,8
0,15	2,29	0,38	3,11	1,23	0,15	11,1	2,6
0,72	2,33	0,74	3,33	0,90	0,23	11,4	2,8
0,66	3,42	0,68	2,09	0,20	0,17	11,9	2,7
0,03	1,81	0,81	1,69	-	-	13,1	6,2
0,03	1,86	0,51	1,92	-	-	7,0	7,4
1,46	1,33	0,58	1,22	2,54	-	8,88	7,8
0,27	1,48	0,82	1,46	1,37	0,22	9,2	6,5
0,11	1,33	0,81	1,82	1,20	0,22	9,6	4,8
1,05	2,08	0,74	1,68	1,49	0,26	10,4	4,5
0,23	1,32	0,64	1,41	1,66	0,21	8,9	7,5
0,52	1,38	0,68	1,72	0,01	0,21	10,4	5,0
0,06	1,47	0,71	1,69	-	-	9,3	5,6

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
387	29	2	12-15	53,6	0,94	19,3	8,65
391A	21	1	63-67	55,8	0,97	18,12	8,00
391A	21	1	75-79	54,0	0,93	17,95	8,48
391A	21	2	88-89	49,3	0,86	16,45	16,00
391A	21	3	93-96	54,4	0,84	16,46	10,21
391A	21	5	8-10	52,7	0,91	18,46	7,11
319C	4	1	107-110	54,1	0,88	17,89	8,09
319C	5	1	72-75	53,1	0,90	17,19	10,49
319C	6	1	56-61	56,2	0,88	17,27	10,33
Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная) формация							
386	14	4	19-21	54,2	0,59	12,5	7,76
386	28	2	123-125	57,2	0,39	9,52	4,71
386	28	4	108-110	65,5	0,34	8,10	3,18
386	30	2	89-91	83,5	0,23	5,70	1,16
386	30	6	59-61	51,7	0,21	7,57	1,91
386	31	1	46-49	46,7	0,34	10,6	4,25
386	34	6	29-31	58,8	0,60	14,3	6,77
387	7	3	80-83	64,8	0,45	10,27	4,73
387	10	5	89-91	69,5	0,20	5,09	1,81
387	18	1	81-83	53,3	0,16	5,59	1,59
387	18	1	81-83	80,7	0,24	6,58	1,97
387	18	1	84-86	80,9	0,19	5,88	1,71
387	19	1	103-108	57,1	0,24	7,53	2,22
387	19	2	61-63	78,3	0,15	3,10	1,06
387	19	3	20-22	72,7	0,33	8,42	3,73
387	25	3	144-146	80,7	0,23	6,14	2,01
387	26	2	0-2	66,8	0,77	11,6	5,36
Древняя карбонатная формация (красноцветная подформация)							
391C	49	2	81-83**	41,8	0,32	8,94	4,64
				60,75	0,46	12,99	6,74
391C	52	4	13-15**	41,2	0,44	10,37	7,06
				56,03	0,60	14,10	9,60
Древняя карбонатная формация (сероцветная подформация)							
387	42	1	72-75**	19,2	0,15	4,50	2,75
				50,35	0,39	11,80	7,21
387	50	1	35-38	48,7	1,03	15,7	7,48
391C	28	2	106-110**	46,6	0,58	11,45	5,94
				59,11	0,74	14,52	7,53
391C	15	3	83-86**	45,9	0,53	11,69	5,16
				58,30	0,67	14,85	6,55
Кремнисто-карбонатная (лавинная) формация впадины Блейк-Багама							
391A	17	4	139-142**	46,4	0,32	9,24	2,97
				62,77	0,43	12,50	4,02
391C	20	2	54-57	60,3	0,58	12,69	6,17
391C	2	2	6-10**	21,1	0,06	4,00	1,62
				63,65	0,18	12,07	4,89

9	10	11	12	13	14	15	16
0,11	2,37	0,46	3,55	1,83	0,20	9,8	2,8
0,12	2,15	0,47	2,69	-	-	10,3	3,1
0,79	1,79	0,60	2,69	-	-	10,2	3,0
0,12	2,16	0,52	2,80	-	-	11,6	3,0
0,05	1,49	0,42	2,86	-	-	12,0	3,3
0,04	2,94	0,54	2,53	-	-	11,6	2,8
0,04	2,74	0,52	2,47	-	-	12,3	3,0
0,10	2,43	0,65	2,84	-	-	9,6	3,1
0,04	1,68	0,52	2,83	-	-	8,6	3,2

Карбонатно-кремнисто-глинистая  
(турбицитная) формация

0,05	3,35	2,17	2,19	1,68	0,19	14,8	4,3
0,09	2,50	7,91	1,29	1,38	0,05	15,0	6,0
0,03	2,20	5,75	1,22	0,76	0,14	12,6	8,1
0,01	0,49	0,64	0,89	1,15	-	5,81	14,6
0,14	1,76	15,1	1,04	1,68	0,05	18,9	6,8
0,10	2,35	15,5	1,56	0,55	0,17	18,2	4,4
0,33	2,38	1,35	2,36	-	-	11,7	4,1
0,72	2,55	0,74	1,35	-	-	12,6	6,3
0,34	0,57	6,00	0,61	-	-	13,6	13,6
0,19	2,67	15,86	0,67	-	-	19,9	9,5
0,03	0,95	0,65	0,64	-	-	7,0	12,3
0,02	0,65	0,48	0,55	-	-	6,9	13,8
0,08	1,85	11,71	0,88	-	-	17,6	7,6
0,04	0,60	8,12	0,36	-	-	8,2	25,2
0,29	1,41	0,71	1,09	-	-	9,5	8,6
0,02	1,84	1,10	0,83	0,55	0,21	6,6	13,1
0,04	2,62	0,44	1,87	1,52	0,18	8,9	5,8

Древняя карбонатная формация  
(красноцветная подформация)

0,05	3,19	16,74	1,70	-	-	20,3	4,7
0,07	4,63	0,81	2,47	-	-	11,0	-
0,06	3,45	13,33	2,29	-	-	19,2	4,0
0,07	4,69	0	3,11	-	-	11,8	-

Древняя карбонатная формация  
(сероцветная подформация)

0,03	2,95	4,40	1,41	0,42	0,28	33,7	4,3
0,08	7,74	0	3,70	1,10	0,73	16,6	-
0,06	9,80	10,1	0,09	1,25	0,13	4,8	3,1
0,02	2,99	11,04	1,93	-	-	16,7	4,1
0,02	3,79	0,91	2,45	-	-	10,9	-
0,03	3,39	9,67	2,62	-	-	17,4	3,9
0,04	4,31	0	3,33	-	-	11,9	-

Кремнисто-карбонатная (лавинная) формация впадины  
Блейк-Багама

0,05	3,21	14,69	1,02	-	-	19,9	5,0
0,07	4,34	1,77	1,38	-	-	12,7	-
0,03	3,48	0,77	1,69	-	-	13,1	4,8
0,02	2,23	35,93	0,02	-	-	35,6	5,3
0,06	6,73	0	0,06	-	-	12,4	-

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Вулканокластическая формация гор Новой Англии							
382	16	6	45-48	36,2	6,17	12,4	17,4
382	20	2	36-38	39,5	4,60	14,9	11,8
382	20	5	55-57	39,1	2,96	12,1	12,7
382	21	3	82-84	41,7	4,83	14,4	10,6
382	25	2	49-51	32,4	4,16	11,1	12,3
385	16	2	8-10	48,7	3,46	14,8	11,2
385	16	2	122-123	50,2	2,69	15,6	10,4
385	16	2	123-124	48,2	2,15	15,76	11,78
385	16	3	77-80	48,4	1,08	19,1	8,78
385	23	1	128-134	38,8	3,86	11,5	15,2
385	23	3	142-150	18,4	4,56	6,90	15,6
Базальтово-граувакковая формация Бермудского массива							
386	4	2	111-115	51,2	1,84	14,8	8,28
386	6	4	128-133	36,0	4,10	10,4	13,8
386	8	1	147-150	33,4	3,84	11,3	10,5
386	8	6	134-137	32,8	4,62	9,70	12,3
386	9	3	127-130	34,3	4,37	10,4	12,6
386	13	3	127-133	32,2	2,03	5,75	6,25

\*Суммарное железо выражено как  $Fe_2O_3$ , включая  $FeO$ .

\*\*Вторая строка данных - анализ пересчитан на бескарбонатное вещество.

биточный (к "нормальной" глине) кремнезем здесь в основном биогенный, представлен скелетами радиолярий, а также диатомеями и спикулами. Отмечается сравнительно низкое содержание  $K_2O$ , что соответствует преимущественно монтмориллонитовому составу глинистого вещества в этих породах (Flood, 1978).

Породы вулканокластической формации гор Новой Англии при всем разнообразии состава, связанном с различным соотношением базальтового обломочного материала, цеолитов и глинистого вещества, обладают вполне определенными общими чертами валового химического состава (см. табл. 13). Они отличаются низким содержанием  $SiO_2$  (36-50%) и невысокими величинами отношения  $SiO_2/Al_2O_3$  (обычно меньше 3), пониженным содержанием  $Al_2O_3$  (в большинстве проб меньше 16%). Для них характерны резко повышенные величины  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$ , а в ряде случаев также высокая магнезиальность ( $MgO$  до 9%) и относительная обогащенность калием ( $K_2O$  до 5-6%).

Химический состав базальтово-граувакковых песчаников и алевролитов Бермудского массива (скв. 386) сходен с химическим составом пород вулканокластической формации, лишь содержание  $K_2O$  в них сравнительно низкое (менее 3%), что, очевидно, связано с небольшим количеством цеолитов.

### Карбонат кальция

Карбонатностью мы занимались главным образом в связи с диагностикой литологических типов пород (см. гл. II) и для пересчета данных анализов на бескарбонатное вещество. Нами выполнено сравнительно небольшое количество анализов на  $CaCO_3$  (методом Кюппа), которые дополняют данные стандартных определений в центральной лаборатории DSDP [на приборе Leco; Boyce, Bode, 1972], и экспресс-анализов объемным методом на борту судна при помощи "карбонатной бомбы" [Müller, Gastner, 1971].

9	10	11	12	13	14	15	16
---	----	----	----	----	----	----	----

Вулканокластическая формация гор Новой Англии

0,40	1,90	3,03	2,63	2,79	0,04	15,7	2,9
0,24	4,28	3,09	3,95	3,26	0,21	13,8	2,6
0,11	9,12	4,51	3,05	2,63	1,15	12,3	3,2
0,15	5,20	2,40	5,23	5,56	0,66	9,7	2,9
0,20	2,7	12,2	3,72	1,31	0,18	19,5	2,9
0,29	3,83	1,00	3,64	1,52	0,50	11,4	3,2
0,01	2,68	1,41	4,97	-	-	10,6	3,2
0,68	3,19	1,17	4,87	-	-	11,4	3,0
1,66	2,45	0,74	4,65	1,06	0,45	10,8	2,5
0,15	2,98	10,5	5,90	1,88	-	8,7	3,4
0,17	4,15	18,3	2,0	4,15	0,41	25,3	2,7

Базальтово-граувакковая формация  
Бермудского массива

0,10	3,66	1,99	2,83	-	-	12,1	3,5
0,34	9,77	12,6	1,38	0,95	0,44	9,1	3,5
3,00	7,05	11,0	2,19	0,90	0,44	16,7	3,0
4,06	9,48	14,8	1,34	1,51	0,34	9,6	3,4
0,27	9,38	14,3	1,99	1,53	0,55	10,4	3,3
0,25	3,50	23,2	1,99	1,21	0,43	23,0	5,6

В составе изучаемой осадочной толщи северо-западной части Атлантического океана мы встречаем породы практически с любым содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 0 до 100%. Почти всюду карбонат кальция биогенный, только в вулканокластических брекчиях и песчаниках развит химически выпавший вторичный кальцит цемента или заполнения пор, а в составе мелководных (также переотложенных мелководных) карбонатных пород часть  $\text{CaCO}_3$  хемогенно-осадочная (оолиты). Из биогенных карбонатных частиц на первом месте стоят кальцитовые остатки наннопланктона (кокколиты, дискоастеры), значительно меньшую долю составляют кальцитовые, в основном планктонные, раковины фораминифер. Бентогенный  $\text{CaCO}_3$  (кальцит и арагонит) доминирует в составе мелководных известняков рифовых формаций и встречается в отложениях гравитационных потоков. Не определимый под микроскопом пелитоморфный и микрокристаллический кальцит известняков древней карбонатной формации и некоторых других пород, также первично биогенный, является продуктом тонкого дробления биогенных остатков или их перекристаллизации.

Содержание  $\text{CaCO}_3$  во всех глубоководных отложениях, как известно, контролируется двумя главными факторами — разбавлением терригенным материалом и растворением в глубинных водах (глубже лизоклина). В данном районе эти два процесса, ведущие к уменьшению концентрации в осадках  $\text{CaCO}_3$ , сложно сочетаются и далеко не всегда влияние одного отделяемо от другого. Поэтому было бы неправильно судить о глубине накопления той или иной породы, по отношению к КГК или лизоклину, просто по содержанию  $\text{CaCO}_3$ . Тем более, что в условиях широкого развития гравитационных процессов переотложения осадков (турбидиты, отложения гравитационных потоков) нередко происходит моментальное захоронение карбонатного материала, исключающее его растворение даже на глубинах, превышающих КГК. Например, в осадках лавинной формации впадины Блейк-Багама, явно отложенной глубже КГК, сохранил-

ся в значительном количестве даже арагонит, критическая глубина растворения которого намного меньше кальцитовой.

Максимальные величины концентрации  $\text{CaCO}_3$  – более 90% – характерны для пород мелководных (рифовых) формаций, но нередко также в пелагических нанноилах (мелах) и в известняках древней карбонатной формации. Большинство пелагических нанноилов характеризуется содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 70 до 90%. К этой же категории слабоглинистых относится большинство известняков древней карбонатной формации и мелов с интракластами из миоценовых подводно-лавиновых отложений впадины Блейк-Багама, а также карбонатные прослои в формации черных глин. Породы с содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 30 до 70% распространены во многих формациях, но обычно это лишь прослои среди более высококарбонатных или, наоборот, низкокарбонатных разностей. Сравнительно выдержанные слои известково-мергельных (50–70%  $\text{CaCO}_3$ ) нанноилов характеризуют эоценовую часть разреза пелагической карбонатной формации на хребте Джи-аномалии (скв. 384) и палеоценовую – выступа плато Блейк (скв. 390). В апт-альбских слоях этого района доминируют глинистые мергели (30–50%  $\text{CaCO}_3$ ) Слабоизвестковистые (10–30%  $\text{CaCO}_3$ ) породы встречаются только в виде прослоев среди отложений другого состава (в формациях древней карбонатной, черных глин, кремнистых турбидитов и др.).

Рассмотрим изменение карбонатности по нескольким достаточно детально изученным разрезам.

В скважине 391 на дне впадины Блейк-Багама (рис. 15, а, вкл.) разрез начинается с верхнеюрских красноцветных мергелей, известняков и известковистых глин древней карбонатной формации, где содержание  $\text{CaCO}_3$  варьирует в пределах от 8 до 92% при тонком переслаивании пород разной карбонатности, но с общей тенденцией возрастания снизу вверх. В вышележащих сероцветных карбонатных породах этой же формации вариации карбонатности столь же широки (12–97%), но явно преобладают величины более 70%, особенно в нижней (титонской) части подформации. В нижних слоях формации черных глин наблюдается широкий разброс данных, встречен даже прослой с 95%  $\text{CaCO}_3$ , но выше карбонатность почти исчезает, доминируют нулевые значения (менее 1%). Такое уменьшение карбонатности ближе всего напоминает переход к условиям глубже КГК в результате либо опускания дна, либо подъема уровня карбонатной компенсации за счет изменений в составе глубинных вод бассейна седиментации. Практически бескарбонатны и верхнемеловые красноцветные слои глин. В миоценовой толще отложений гравитационных потоков распределение карбонатности резко бимодальное: с одной стороны, здесь развиты переотложенные высококарбонатные породы (более 70%  $\text{CaCO}_3$  в массе вместе с интракластами, более 90% в чистых мелах), с другой – слабоизвестковистые (10–20%  $\text{CaCO}_3$ ) или бескарбонатные (менее 10%). Разрез завершается плейстоценовыми слабоизвестковистыми и бескарбонатными гемипелагическими глинами, вероятно, накапливающимися вблизи КГК или несколько ниже ее.

В скважине 387 (рис. 15, б, вкл.) в основании разреза залегают сероцветные слои древней карбонатной формации, среди которых преобладают известняки с содержанием более 70%, а в значительном количестве проб – более 90%  $\text{CaCO}_3$ . В одной пробе из керна 45 определено максимальное значение 99,6%. Переход к вышележащим черным глинам отмечен резким падением карбонатности практически до нуля. Лишь в редких прослоях она повышается до 15%, в одном случае (по определению в "карбонатной бомбе") – до 48%  $\text{CaCO}_3$ . Бескарбонатны также красные глины над ними, безусловно отложившиеся глубже КГК. Выше лежит примерно 20-метровый слой серых глинистых мергелей (29–43%  $\text{CaCO}_3$ ) маастрихтского возраста, представляющих, вероятно, гемипелагические осадки, отложившиеся близко к КГК, о чем свидетельствует большое содержание неопределимого (полурастворенного?) пелитоморфного карбоната и небольшое – фораминифер. В эоценовой толще кремнисто-карбонатно-глинистых турбидитов переслаиваются бескарбонатные и слабоизвестковистые (до 30%  $\text{CaCO}_3$ ) породы с почти равномерным распределением величин в интервале 0–25%  $\text{CaCO}_3$ . При этом гемипелагические слои между

турбидитными ритмами бескарбонатны, что позволяет делать заключение об осаждении всей толщи на глубинах, превышающих КГК. Пелагические глины и радиоляриевые илы верхней части разреза совершенно бескарбонатны, отражая положение дна котловины ниже КГК с олигоцена и поныне.

В скважине 386 (рис. 15, в, вкл.) у восточного подножия Бермудской возвышенности на базальтовом фундаменте залегает формация черных глин. В нижней ее части в интервале 800–900 м от поверхности дна много карбонатных пород – известковистых аргиллитов и мергелей, содержащих от 10 до 68%  $\text{CaCO}_3$ , в единичных прослоях – до 76%. Совершенно бескарбонатные породы (менее 1%  $\text{CaCO}_3$ ) в этом интервале редки, но непосредственно над базальтами фундамента (910–959 м) карбонатность пород заметно уменьшается; преобладают породы с нулевым содержанием  $\text{CaCO}_3$  по определениям в "карбонатной бомбе", 0–2% по данным анализов на приборе Лесо или 0,16–0,36% по методу Кноппа. Только единичные тонкие прослои оказались известковыми – 69–90%  $\text{CaCO}_3$ . Рентгенодифрактометрическим методом в этом надбазальтовом интервале в ряде проб определено суммарное содержание карбонатных минералов 20–66%, представленных магниезальным кальцитом (около 8 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ), сидеритом, родохрозитом или манганокальцитом [Koch, Rothe, 1979]. Возможно, что перечисленные карбонаты образовались в результате метасоматического замещения первичного биогенного известкового вещества в процессе гидротермальной переработки осадков. Но даже если это так, в целом низкая карбонатность надбазальтовой толщи, накопившейся непосредственно после формирования базальтового фундамента в рифтовой зоне срединно-океанского хребта того времени, требует объяснения. Одним из возможных вариантов является аномально высокое гипсометрическое положение КГК во время накопления формации черных глин, при котором срединный хребет оказался почти целиком ниже КГК. Выше 800 м черные и зеленовато-серые глины преимущественно бескарбонатны или содержат до 10–20%  $\text{CaCO}_3$ , с подчиненным количеством мергельных прослоев (26–54%  $\text{CaCO}_3$ ), как правило, несущих признаки переотложения. Вероятно, эта часть разреза накопилась глубже КГК.

Практически бескарбонатны и глинистые породы вышележащей пестроцветной формации. Определения методом "карбонатной бомбы" дали здесь нулевые значения, на приборе Лесо – порядка 0–2%, по методу Кноппа в нескольких пробах получены величины 0,14–0,32%  $\text{CaCO}_3$ . Рентгеном карбонатные минералы не обнаружены, кроме одной пробы из керна 35, где 6% составляет кальцит, 5% – доломит. В том же керне встречены маломощные прослои мергелей (59–63%  $\text{CaCO}_3$ ).

Эоценовая кремнисто-карбонатно-глинистая турбидитная формация характеризуется в скважине 386 частым чередованием слоев с карбонатностью, меняющейся в пределах от 2 до 32%  $\text{CaCO}_3$ , редко – до 50%, а в единственной пробе – до 84%. Поскольку известковистые породы относятся к турбидитам, а бескарбонатные – к гемипелагическим слоям между ними, осадкообразование происходило глубже КГК. Правда, в данном случае уменьшение карбонатности может быть связано и с разбавлением терригенным глинистым веществом.

Базальтово-граувакковая формация содержит известковистые слои, но в целом бескарбонатна. Низкой карбонатностью отличаются лежащие над ней гемипелагические глины (0–6%  $\text{CaCO}_3$ ). Выше залегает слой плейстоценовых гемипелагических глинисто-мергельных осадков с широкими пределами колебания карбонатности от 0 до 78%, вероятно, представляющий собой шлейф гемипелагических известковых и мергельных осадков, покрывающих склоны Бермудской возвышенности.

В скважине 385 вскрыт преимущественно бескарбонатный разрез подножия горы Фогель (рис. 15, г, вкл.).  $\text{CaCO}_3$  в виде вторичного кальцита встречается в цементе брекчии и песчаников вулканокластической формации. Кроме того, пелагический биогенный карбонат (главным образом наннопланктонный) обогащает слои известковистых глин и мергелей маастрихтского возраста, которые мы условно отнесли к пестроцветной глинистой формации. Только этот слой,

вероятно, отложился несколько выше КГК, все остальные породы более глубоководные.

В качестве примера распределения  $\text{CaCO}_3$  в пелагических карбонатных формациях данного региона рассмотрим разрез скважины 384 (рис. 15, д). Низ его над мелководными известняками сложен чистыми нанномелами маастрихтского возраста с содержанием  $\text{CaCO}_3$  87–97%. При подходе к границе между маастрихтским и датским ярусом наблюдается постепенное уменьшение карбонатности от 90–95 до 65–75%, сопровождающееся появлением несколько более темной коричневатой окраски осадков и созданной роющими организмами пятнистости. Палеоценовые нанномелы содержат 58–79%  $\text{CaCO}_3$  (в среднем 70%). В нижнеэоценовых слоях карбонатность возрастает до 75–98%, а затем, при переходе к осадкам среднего эоцена, быстро падает до 42–57%.

Используя детальные данные о возрасте и скоростях осадконакопления, И.Н. Маккейв рассчитал для этого разреза скорости накопления (абсолютные массы) биогенного  $\text{CaCO}_3$  и глинистого вещества [Tucholke, Vogt e.a., 1979]. Выяснилось, что наиболее высокая карбонатность маастрихтских слоев создана за счет минимальных темпов накопления глинистого вещества (0,05 г/см<sup>2</sup> · 1000 лет) и умеренных – известкового (0,48 г/см<sup>2</sup> · 1000 лет). В палеоцене абсолютная масса  $\text{CaCO}_3$  оказалась лишь немного ниже (0,42 г/см<sup>2</sup> · 1000 лет), но возросла интенсивность накопления глинистого вещества (0,18 г/см<sup>2</sup> · 1000 лет), и понижение карбонатности осадков объясняется в основном разбавлением их глиной. Абсолютная масса  $\text{CaCO}_3$  в эоценовых слоях в 2 раза выше (0,97 г/см<sup>2</sup> · 1000 лет), но интенсивность глинонакопления возросла более чем в 4 раза (0,83 г/см<sup>2</sup> · 1000 лет), что привело к разбавлению известкового материала до образования мергельных осадков. Такое доминирование роли разбавления над растворением известкового материала, по-видимому, характерно для пелагических известковых осадков приконтинентальных районов, накапливающихся выше КГК. На пелагические области и глубины, близкие к КГК, эту закономерность распространить нельзя.

В целом карбонатность осадков (пород) изучаемого региона имеет явные черты бимодального распределения частот встречаемости: наиболее распространены, с одной стороны, бескарбонатные породы (менее 10%  $\text{CaCO}_3$ ), с другой – известковые (более 70%  $\text{CaCO}_3$ ), а промежуточные величины встречаются реже. Другой важной чертой разрезов является отсутствие явных тенденций постепенного последовательного изменения карбонатности. Как правило, каждая из выделенных формаций или пачек обладает своей более или менее выдержанной характеристикой карбонатности, а переходы между ними сопровождаются быстрыми или даже ступенчатыми изменениями. Общая направленность переходов по вертикали от высококарбонатных отложений к бескарбонатным наблюдается только в верхнемезозойских разрезах и то лишь в весьма общем виде.

### Органический углерод

Содержание в породах органического вещества мы охарактеризуем только по распространению  $C_{\text{орг}}$ . Сознвая неполноту этой характеристики, однако широко используемой в океанской литологии, мы отсылаем интересующихся более подробными сведениями о составе, генезисе и преобразованиях органических соединений к статьям специалистов по этим вопросам в Первичных отчетах рейсов "Гломара Челленджера" [Hollister, Ewing e.a., 1972; Tucholke, Vogt e.a., 1979; Penson, Sheridan e.a., 1978 и др.]. Содержание  $C_{\text{орг}}$  определялось в центральной лаборатории DSDP на приборе Leco и в Аналитической лаборатории Института океанологии АН СССР по методу Кнопфа.

В осадочном слое дна северо-западной части Атлантического океана встречаются породы с весьма широким диапазоном колебаний концентрации  $C_{\text{орг}}$ . Имеются почти "стерильные", содержащие менее 0,1%  $C_{\text{орг}}$  и резко обогащенные органическим веществом (до 14–16%  $C_{\text{орг}}$ ) разности. Концентрация органического вещества в общих чертах согласуется с цветом осадков и с

окислительно-восстановительной характеристикой их раннего диагенеза. Сероцветные, а особенно темно-зеленовато-серые, оливково-серые и черные осадки с минералогическими признаками восстановительной среды (пирит, сидерит), относительно обогащены  $C_{орг}$ , а красноцветные (окисленные) бедны им. В то же время строгая корреляция между цветом восстановленных пород и содержанием  $C_{орг}$  отсутствует. Нет прямой зависимости между концентрацией органического вещества и основным вещественным составом осадков: как богатые, так и бедные органикой разности встречаются среди глинистых, кремнистых и карбонатных пород, только обломочные породы (терригенные или вулканокластические) отличаются всегда пониженными величинами.

На приведенных выше графиках карбонатности (см. рис. 15, а-д, вкл.) показано распределение  $C_{орг}$  в разрезах некоторых скважин, вскрывших все основные формации данного региона. Скважина 391 расположена из них ближе всего к континентальному склону. Разрез начинается здесь с красноцветных глинисто-карбонатных пород верхней юры, содержащих очень мало  $C_{орг}$  (менее 0,3%). Только отдельные серые прослои обогащены органическим веществом. В одном из них, по нашим данным, содержится 1,18%, а определение на Лесо дало в одном случае 2,3%  $C_{орг}$ . Нижние (титонские) слои сероцветной подформации, преимущественно высококарбонатные, также бедны органическим углеродом (менее 0,2%), но близ границы титона - берриаса (на глубине 1120-1240 м) содержание его начинает возрастать и достигает 1,4% по нашим данным и 1,8% по определениям на Лесо примерно на глубине 1160 м. Вся верхняя часть сероцветной карбонатной толщи выше этого горизонта включает в себя глинистые прослои с высоким содержанием  $C_{орг}$  - более 0,5%, но наряду с ними широко распространены породы (обычно высококарбонатные), содержащие его менее 0,2%.

Формация черных глин характеризуется умеренно высокими концентрациями  $C_{орг}$ . В большинстве проб оно находится в пределах 0,4-1,4%, но нередко и ниже, лишь в единичных прослоях достигает 2,9-3,0%. На графике отчетливо видно, что сероцветная подформация в своей верхней части в среднем не менее обогащена органическим углеродом, чем формация черных глин. В вышележащих красных глинах содержание  $C_{орг}$  резко уменьшается до 0,2%, что подтверждает принадлежность этих осадков к пелагическим.

В миоценовой карбонатной лавинной формации породы четко делятся на две группы по содержанию  $C_{орг}$ : высококарбонатные мелы содержат его 0,1-0,4%, а низкокарбонатные кремнисто-глинистые слои - 0,4-1,7%. В плейстоценовых известковых гемипелагических глинах  $C_{орг}$  варьирует в пределах 0,2-0,4%, что ниже обычных величин для этого типа осадков.

В скважине 387 (см. рис. 15, б, вкл.) концентрация органического углерода в нижнемеловой сероцветной глинисто-карбонатной толще, как и в скважине 391, изменяется от нуля до 4,8%. В глинистых прослоях этой формации часто отмечается содержание  $C_{орг}$  более 1%. Среднее, фоновое содержание его в вышележащей формации черных глин даже ниже (0,1-0,9%), и лишь единичные экстремальные величины (2,8; 3,7; 11,3%  $C_{орг}$ ) указывают на присутствие действительно резко обогащенных органическим веществом (углистых или сапропелевых) пород. Красные глины, залегающие в кровле формации черных глин, содержат, как правило, менее 0,1%  $C_{орг}$ .

Карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация в основной своей (эоценовой) части сравнительно бедна органическим веществом. В большинстве проанализированных проб  $C_{орг}$  составляет меньше 0,2%, реже - от 0,2 до 0,6%. В нижних, палеоценовых, слоях черных глин встречаются разности, содержащие 0,9-1,3%  $C_{орг}$ , а в одном из смоляно-черных слоев, по нашим данным, содержится 14,6%  $C_{орг}$ . Верхние, олигоценовые, слои радиоляриевых глин пелагического облика, а также вышележащие пелагические глины олигоцена (?) - плейстоцена очень бедны  $C_{орг}$  (0,1% или менее).

Разрез в скважине 386 (см. рис. 15, в) начинается формацией черных глин, наиболее богатых здесь органическим веществом. Величины концентрации  $C_{орг}$  в диапазоне 0,2-2,5% распределены довольно равномерно, но не-

редки также значения 2,5–4%. Три анализа дали экстремальные цифры: 6,1 и 7,1% в нижней и 11,5% в верхней частях толщи. Наблюдается, как и в других разрезах этой формации, тонкое переслаивание пород с резко различающимся содержанием органического вещества. Переход к вышележащим пестроцветным (преимущественно красноцветным) глинам отмечен внезапным падением содержания  $C_{орг}$  почти до нуля (менее 0,1%).

В карбонатно-кремнисто-глинистой формации мы встречаем опять тонкое переслаивание пород с различным содержанием  $C_{орг}$ , с более или менее равномерным разбросом величин в диапазоне 0,1–0,7%. Породы базальто-граувакковой формации, а также вышележащие гемипелагические глины бедны органическим углеродом, содержание которого не превышает 0,25%.

Глинисто-вулканокластическая толща подножия гор Новой Англи в целом содержит очень мало органического вещества, как и породы формации пестрых глин, — 0,1–0,2%  $C_{орг}$  или менее (см. рис. 15, *з*, вкл.), но в отдельных прослоях глинистых осадков содержание  $C_{орг}$  возрастает до 0,9%. Удивляет низкое содержание  $C_{орг}$  в гемипелагических глинах — от 0,1 до 0,3% (скв. 385).

Гемипелагические глины континентального подножия (скв. 388) несколько богаче органическим веществом, содержание  $C_{орг}$  в них варьирует в пределах 0,3–0,6% [Myers, 1978b], что, однако, также значительно ниже, чем обычно наблюдается в современных гемипелагических осадках. В скважине 106 миоцен-плиоценовые гемипелагические глины содержат 0,2–0,7%  $C_{орг}$ , а в скважине 105 сходные осадки оказались резко обедненными органическим веществом — до 0,1–0,3%. В глинистых контуритах аккумулятивных хребтов континентального подножия (скв. 102, 103, 104) содержание  $C_{орг}$  варьирует в пределах 0,2–1,8%, причем чаще всего наблюдаются величины 0,4–0,7% [Boyce, Bode, 1972].

Пелагические карбонатные осадки в скважине 384 (см. рис. 15, *д*, вкл.) почти не содержат органического вещества: все определения оказались на пределе чувствительности метода — менее 0,1%. Немногим выше содержание  $C_{орг}$  в нанноилах выступа плато Блейк (скв. 390, 392).

### Железо

Закономерности концентрации и накопления железа в современном океаном седиментогенезе изучены довольно хорошо, что позволяет использовать данные о его содержании в древних осадочных формациях как один из важных признаков фациальной обстановки прошлого и генезиса осадков. Повышение содержания железа, а особенно его отношений к Ti и Al, служит критерием участия эксгаляционного вещества в образовании осадков [Скорнякова, 1964; Страхов, 1976; Bostrom, 1973].

Составленная по большому числу анализов карта распределения концентрации железа (в пересчете на бескарбонатное вещество) в поверхностном слое осадков данного района (рис. 16) показывает поведение этого элемента в современном процессе терригенного осадконакопления. Видно, что терригенные обломочные и обломочно-глинистые осадки шельфа и континентального склона наиболее бедны железом (менее 3%). Глубоководные осадки дна Северо-Американской котловины и флангов Срединно-Атлантического хребта, вне зависимости от их литологических типов, содержат в бескарбонатном веществе 5–6% Fe, и только в редких точках концентрация железа превышает 7%. Выделяются повышенной железистостью (до 13,7% в пересчете на бескарбонатное вещество) некоторые разности высококарбонатных осадков пелагических илов Срединно-Атлантического хребта, вероятно, за счет поступления железа с эксгаляциями.

Содержание железа определялось почти во всех пробах, отобранных в 43-м и 44-м рейсах, характеризующих большинство осадочных формаций данного района (табл. 14). Мы имеем здесь весьма широкий диапазон концентрации — от величин менее 0,1 до 22,9%, т.е. породы от практически безжелезистых до сильножелезистых. Экстремальные величины, как низкие, так и высокие, представляют все же небольшую часть проб. Все анализы с содержанием более 10% Fe принадлежат тонким сидеритовым прослоям в форма-

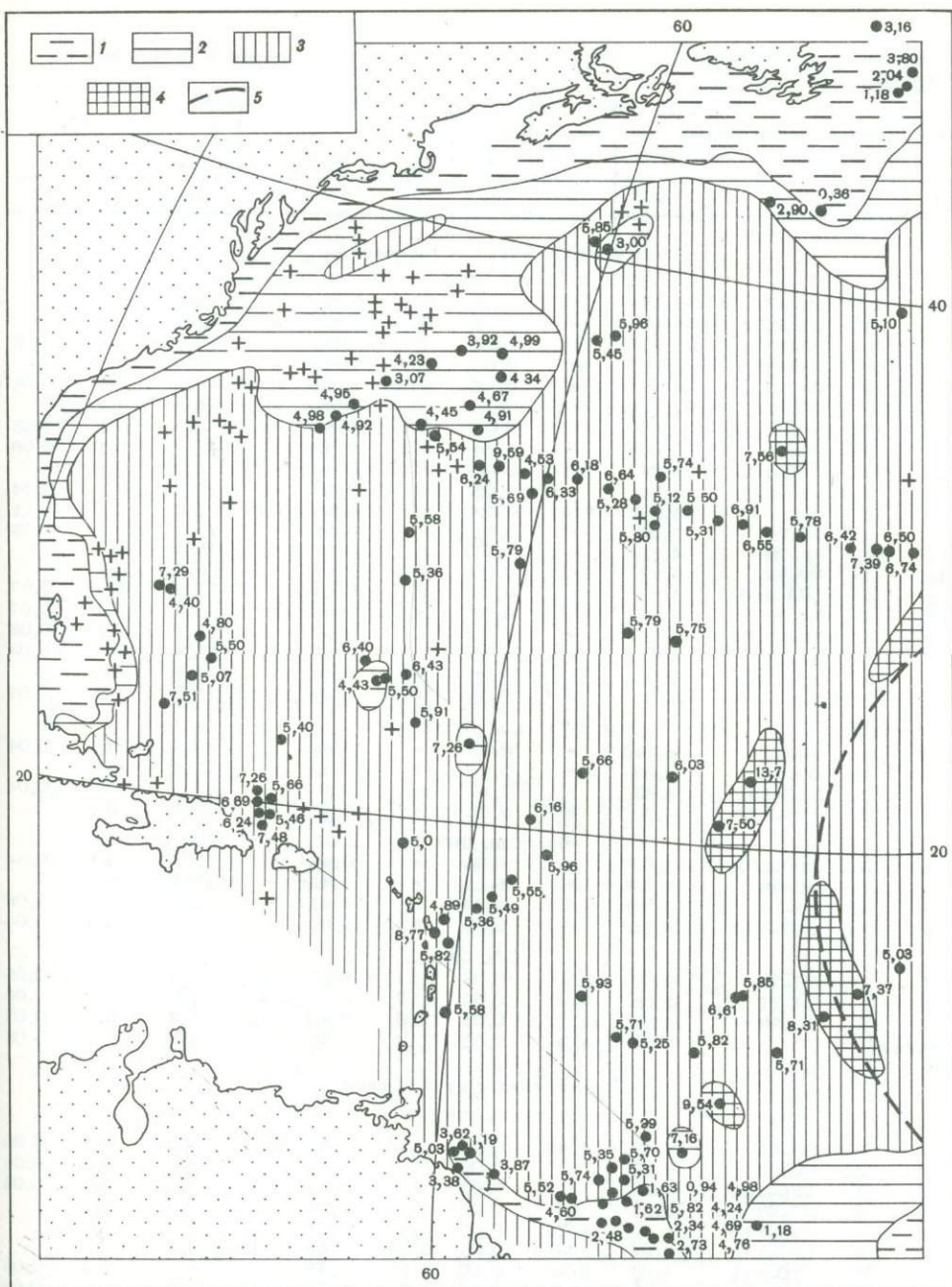


Рис. 16. Железо в современных осадках северо-западной части Атлантического океана (% в пересчете на бескарбонатное вещество)

1 - менее 3; 2 - 3-5; 3 - 5-7; 4 - 7-10; 5 - ось Срединно-Атлантического хребта. Крестиками обозначены точки определения спектрально-химическим методом

ции черных глин, а величины ниже 0,5% получены, как правило, в высококарбонатных породах (чистых известковых илах, известняках), где железо "разбавлено" биогенным  $\text{CaCO}_3$ .

Терригенные глины, в наиболее чистом виде представленные в гемипелагической глинистой формации, содержат, как правило, 4-5% Fe, в редких случаях концентрация железа больше 5%, максимально до 7,7%. Среднее по 31 проанализированной пробе составляет 4,8%. Терригенные турбидиты, в

Таблица 14

Содержание железа, марганца, титана и фосфора в породах различных формаций, % от сухого вещества

Керн	Секция	Интервал, см	Fe		Mn		Ti		Fe/Ti	Mn/Ti	P
			а	б	а	б	а	б			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Гемипелагическая глинистая</b>											
Скв. 382											
5	2	95-97	4,95	=	0,28	=	0,52	=	9,5	0,5	
5	3	100-102	5,18	=	0,05	=	0,55	=	9,4	0,1	
6	1	53-55	6,47	=	1,64*	=	0,46	=	14,1	3,6	0,06
6	1	148-150	4,61	=	0,04	=	0,50	=	9,2	0,1	
7	2	81-83	5,00	=	0,05	=	0,50	=	10,0	0,1	0,05
7	6	67-69	7,68	=	1,13*	=	0,42	=	18,3	2,7	
8	3	108-110	4,97	=	0,03	=	0,56	=	8,9	0,1	0,05
8	5	97-99	5,62	=	0,04	=	0,48	=	11,7	0,1	0,06
9	1	100-102	4,46	=	0,03	=	0,49	=	9,1	0,1	
9	5	120-122	4,80	=	0,02	=	0,48	=	10,0	0,1	0,04
10	2	4-7	5,72	=	0,02	=	0,58	=	9,9	0,1	0,11
11	1	96-98	5,40	=	0,02	=	0,46	=	11,7	0,1	0,03
11	4	76-78	4,69	=	0,01	=	0,46	=	10,2	0,1	
12	2	90-92	4,12	=	0,05	=	0,44	=	9,4	0,1	
12	4	103-105	4,62	=	0,03	=	0,44	=	10,5	0,1	0,07
13	4	34-36	5,36	=	0,05	=	0,40	=	13,4	0,1	0,07
13	4	59-61	4,36	=	0,0	=	0,43	=	10,1	0,1	0,03
14	1	36-38	4,57	=	0,03	=	0,44	=	10,4	0,1	0,04
14	5	123-125	4,69	=	0,02	=	0,44	=	10,6	0,1	
15	3	7-9	4,80	=	0,02	=	0,48	=	10,0	0,1	0,07
Скв. 385											
1	4	30-32	4,11	=	0,03	=	0,44	=	9,3	0,1	0,04
2	5	60-62	4,33	=	0,04	=	0,42	=	10,3	0,4	
3	2	130-132	4,43	=	0,10	=	0,40	=	11,1	0,2	0,04
3	5	120-126	4,20	=	0,05	=	0,44	=	9,5	0,1	
Скв. 388											
5	5	100-102	4,07	=	0,04	=	0,48	=	8,5	0,1	0,04
8	1	93-96	4,57	=	0,12	=	0,42	=	10,9	0,3	
9	4	11-14	4,04	=	0,09	=	0,47	=	8,6	0,2	0,06
10	1	127-130	4,15	=	0,09	=	0,50	=	8,3	0,2	0,04
Скв. 391											
1	1	67-70	3,96	5,01	0,09	0,11	0,35	0,44	11,3	0,3	0,06
1	1	74-77	4,18	5,10	0,06	0,07	0,35	0,43	11,9	0,2	0,06
1	6	96-99	4,53	4,72	0,05	0,05	0,40	0,42	11,3	0,1	0,05
Средние			4,79	4,86	0,05	0,14	0,46	0,47	10,6	0,3	0,05
<b>Терригенных турбицитов</b>											
Скв. 382											
1	1	59-61	4,40	4,89	0,06	0,07	0,49	0,54	9,0	0,1	0,06
1	2	60-62	3,86	=	0,09	=	0,44	=	8,8	0,2	0,04
1	3	126-128	2,22	=	0,03	=	0,31	=	7,2	0,1	0,03
1	4	90-92	2,21	=	0,05	=	0,28	=	7,9	0,2	
1	4	113-115	1,39	1,71	0,05	0,06	0,25	0,31	5,5	0,2	
1	4	127-129	4,64	5,46	0,06	0,07	0,49	0,58	9,5	0,1	
1	5	110-112	4,08	5,30	0,10	0,13	0,45	0,58	9,1	0,2	0,06
1	6	40-42	2,60	3,43	0,06	0,08	0,33	0,43	7,9	0,2	0,04
2	1	60-70	2,50	3,12	0,05	0,06	0,39	0,49	6,4	0,1	0,06
2	2	90-92	2,59	=	0,02	=	0,20	=	12,9	0,1	0,04
2	3	48-50	4,34	=	0,06	=	0,44	=	9,9	0,1	
2	3	64-66	5,43	=	0,07	=	0,48	=	11,3	0,1	0,06
2	3	92-94	2,30	=	0,04	=	0,37	=	6,2	0,1	
3	1	126-128	5,22	=	0,46	=	0,46	=	11,3	0,1	
3	2	35-37	2,56	=	0,07	=	0,38	=	6,7	0,2	0,06
3	2	100-102	6,12	=	0,06	=	0,52	=	11,8	0,1	
3	2	147-149	2,76	=	0,05	=	0,43	=	6,4	0,1	
4	1	80-82	4,92	=	0,08	=	0,50	=	9,8	0,2	0,06
5	1	96-98	5,12	=	0,06	=	0,50	=	10,2	0,1	0,07
Скв. 388											
1	2	Средн.	3,84	5,09	0,07	0,09	0,43	0,57	8,9	0,2	0,08
2	3	0-3	3,79	5,05	0,05	0,07	0,60	0,79	6,3	0,1	0,06
2	3	147-150	4,43	5,15	0,07	0,08	0,90	1,05	4,9	0,1	
Средние			2,70	4,04	0,06	0,07	0,44	0,48	8,54	0,14	0,06

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Древняя карбонатная (красноцветная подформация)											
Скв. 391											
44	3	35-36	1,78	4,73	0,05	0,65	0,13	0,34	13,7	0,4	
45	3	71-77	0,56	1,93	0,05	0,18	Сл.				
46	1	139-142	4,90	6,54	0,05	0,07	0,30	0,40	16,3	0,2	
47	1	41-43	2,24	5,45	0,11	0,27	0,16	0,39	14,0	0,7	
47	1	98-99	4,38	5,83	0,01	0,01	0,28	0,37	15,6	0,1	
47	1	99-100	2,10	4,82	0,11	0,25	0,14	0,32	15,0	0,8	
48	1	135-137	0,98	8,33	0,25	2,12	0,02	0,17	49,0	12,5	
49	2	81-83	4,40	6,19	0,04	0,06	0,26	0,36	16,9	0,2	
49	2	137-139	5,04	6,21	0,02	0,02	0,36	0,44	13,2	0,1	
49	2	137-139	5,54	6,06	0,02	0,02	0,42	0,46	14,0	0,1	
50	1	78-80	2,20	7,02	0,79	2,52	0,14	0,45	15,7	5,6	
50	1	118-120	3,25	5,68	0,15	0,26	0,42	0,74	15,5	0,4	
52	2	103-106	3,92	4,80	0,02	0,02	0,36	0,44	10,9	0,1	
52	4	13-15	5,90	7,15	0,05	0,07	0,30	0,39	16,7	0,2	
52	4	40-42	4,90	5,69	0,03	0,03	0,40	0,46	12,2	0,1	0,04
Средние			3,47	5,76	0,12	0,44	0,25	0,41	13,9	1,4	
Древняя карбонатная (сероцветная подформация)											
Скв. 387											
39	2	112-114	1,11	4,46	0,03	0,12	0,07	0,28	15,8	0,4	
40	2	52-54	2,68	8,14	0,02	0,06	0,10	0,30	26,8	0,1	
42	1	72-75	2,41	6,39	0,02	0,05	0,13	0,34	18,5	0,1	0,12
44	1	71-75	0,36	3,77	0,05	0,52	Сл.				0,04
45	1	142-145	0,66		0,08		"				
46	1	86-88	0,34	6,18	0,03	0,54	"				
47	1	143-145	0,47	13,80	0,04	1,17	"				0,11
48	1	119-120	0,49	8,30	0,02	0,34	"				0,03
49	5	45-50	3,01	7,39	0,04	0,10	0,13	0,39	23,2	0,3	0,06
50	1	35-38	5,24		0,04		0,62		8,4	0,1	0,06
Скв. 391											
15	3	83-36	3,75	4,57	0,02	0,02	0,34	0,41	11,0	0,1	0,05
17	2	36-38	4,99	6,20	0,02	0,02	0,31	0,38	16,1	0,1	
17	2	39-43	1,30	2,95	0,02	0,04	0,13	0,29	10,2	0,2	
17	2	74-77	0,52	0,89	0,02	0,03	0,05	0,09	10,4	0,4	
21	4	103-106	4,54	6,10	0,02	0,03	0,31	0,42	14,6	0,1	
24	1	115-117	3,32	3,97	0,03	0,04	0,46	0,55	7,3	0,1	
24	2	66-69	0,47	6,31	0,02	0,27	0,01	0,13	47,0	2,0	
24	6	35-38	3,30		0,02		0,32		10,3	0,1	
25	2	62-65	0,54	12,53	0,02	0,46	0,01	0,23	54,0	2,0	0,02
26	11	134-138	0,62	10,33	0,02	0,33	0,04	0,66	15,5	0,5	
26	2	63-65	0,92	3,25	0,05	0,08	0,13	0,22	14,8	0,4	
26	3	56-58	3,36	4,62	0,02	0,03	0,30	0,41	11,2	0,1	
27	3	44-48	0,51	9,85	0,02	0,39	Сл.				
28	2	106-110	4,31	5,28	0,02	0,02	0,35	0,43	12,3	0,1	0,04
29	4		3,16	5,19	Сл.		0,23	0,38	13,7		
29	4	146-150	0,85	8,78	0,02	0,21	0,03	0,31	28,3	0,7	
30	2	56-60	0,64	4,56	0,02	0,14	0,02	0,14	32,0	1,0	
30	4	43-46	3,84	5,02	0,01	0,01	0,32	0,42	12,0	0,1	0,04
31	5	78-81	5,06	5,68	0,01	0,01	0,45	0,50	11,2	0,1	
31	6	133-137	1,10	7,84	0,03	0,21	0,07	0,50	15,7	0,4	
32	4	91-93	1,39	5,52	0,02	0,08	0,13	0,50	10,7	0,2	
33	3	82-86	0,56	3,96	0,08	0,57	0,03	0,21	18,7	2,7	
34	1	127-131	2,30	4,33	0,04	0,08	0,17	0,32	13,5	0,2	0,04
34	4	20-22	1,50	6,18	0,13	0,54	0,11	0,45	13,6	1,2	
36	3	9-12	1,72	6,05	0,08	0,26	0,11	0,39	15,6	0,7	
36	4	86-87	2,72	7,85	0,06	0,16	0,15	0,40	18,1	0,4	0,04
38	1	127-131	0,54	5,48	0,06	0,61	0,02	0,21	27,0	3,0	
39	5	141-145	0,95	6,02	0,05	0,32	0,04	0,25	43,7	1,2	
40	2	125-131	0,92	5,97	0,06	0,39	0,05	0,32	18,4	1,2	0,03
42	4	116-120	0,67	4,22	0,04	0,25	0,02	0,13	33,5	2,0	
44	2	125-128	2,93	4,92	0,01	0,02	0,23	0,39	12,7	0,1	0,06
44	6	84-85	0,76	9,62	0,06	0,76	0,02	0,25	38,0	3,0	0,03
Средние			1,95	6,20	0,03	0,28	0,17	0,34	19,6	0,7	0,05

## Черных глин

Скв. 386											
42	2	105-107	0,85	=	0,42	=	0,05	=	17,0	8,4	0,06
44	3	23,5-24,5	2,26	=	0,16	=	0,16	=	14,1	1,0	
45	5	84-88	4,40	=	0,14	=	0,25	=	17,6	0,6	
46	5	58-61	4,44	=	0,02	=	0,26	=	17,1	0,1	

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Черных глин											
47	2	47-51	5,14	=	0,05	=	0,21	=	24,5	0,2	
47	4	47-50	3,32	=	0,18	=	0,32	=	10,4	0,6	
48	3	123-124	0,92	4,6	0,75	3,75	0,05	0,25	18,4	15,0	0,04
49	3	56-62	2,80		0,04		0,20		14,0	0,2	
49	3	90-93	3,57	3,98	1,08	1,20	0,19	0,21	18,8	5,7	0,03
50	3	35-36	2,14	7,13	1,94	6,47	0,10	0,33	21,4	19,4	
51	2	68-69	3,79	=	0,18	=	0,20	=	19,0	0,9	0,04
53	1	120-121	2,63	3,36	1,22	1,56	0,16	0,20	16,4	7,6	0,08
53	3	87-89	1,85	6,58	1,02	3,63	0,10	0,36	18,5	10,2	0,05
54	4	99-100	3,97	7,94	0,40	0,80	0,14	0,28	28,4	2,8	
54	4	100-101	3,10	7,18	0,83	1,92	0,21	0,49	14,8	3,9	
55	2	60-61	1,96	4,46	0,86	1,96	0,11	0,25	17,8	7,8	0,08
55	5	143-144	2,54	5,01	0,56	1,10	0,10	0,20	25,4	5,6	0,06
57	6	23-26	2,33	4,99	0,86	1,84	0,11	0,24	23,3	7,8	0,06
58	6	51-52	5,38	6,60	2,68	3,29	0,17	0,21	31,6	15,8	0,38
59	4	57-60	3,33	5,18	3,69	5,74	0,13	0,20	25,6	28,3	0,10
60	5	140-141	4,24	=	0,18	=	0,22	=	19,3	0,8	0,08
63	4	19-23	22,94	=	5,99	=	0,13	=	176,5*	46,0*	
64	2	15-16	7,94	=	0,22	=	0,17	=	46,7	0,1	
64	2	17-18	7,14	=	0,02	=	0,23	=	31,0	0,1	
64	2	47-48	9,36	=	0,05	=	0,17	=	55,1	0,3	
64	2	79-80	20,46	=	11,41	=	0,08	=	255,7*	142,5*	
64	3	22-23	4,92		0,04		0,22		22,4	0,2	0,04
64	3	24-25	8,28	=	0,02	=	0,20	=	41,4	0,1	0,08
64	3	50-51	8,41		0,07		0,17		49,4	0,4	
64	4	75-76	8,58	=	0,03	=	0,22	=	39,0	0,1	
65	3	104-105	9,46	=	0,05	=	0,25	=	37,8	0,2	
Скв. 387											
30	1	134-140	3,02	=	0,01	=	0,12	=	25,2	0,1	
33	2	40-45	2,90	=	0,01	=	0,21	=	13,8	0,04	
34	2	103-106	4,69	=	0,02	=	0,19	=	24,7	0,1	
34	4	96-98	2,51	=	0,02	=	0,22	=	11,4	0,1	
34	4	117-119	2,78	=	0,02	=	0,22	=	12,6	0,1	
35	2	27-29	1,27	=	0,02	=	0,10	=	12,7	0,2	
35	5	0-2	2,76	=	0,01	=	0,32	=	8,6	0,03	
36	1	71-73	3,62	=	0,01	=	0,31	=	11,8	0,02	0,06
37	2	101-103	3,04	=	0,02	=	0,22	=	13,8	0,1	0,11
37	3	101-103	1,69		1,01		0,06		28,2	16,8	0,06
Скв. 391											
6	5	104-109	4,99	=	0,02	=	0,46	=	10,8	0,1	
7	1	16-18	4,95	=	0,03	=	0,50	=	9,9	0,1	
8	1	102-105	4,70	=	0,02	=	0,38	=	12,4	0,1	
9	2	5-8	16,53*	=	0,66	=	0,48	=	34,3	1,4	
10	1	72-75	4,43	=	0,02	=	1,06	=	4,1	0,1	
10	2	108-111b	6,50	=	0,04	=	1,20	=	5,4	0,1	
10	2	108-111g	3,99	=	0,02	=	1,32	=	3,0	0,1	
11	1	50-51	3,00	7,32	0,15	0,37	0,17	0,42	17,6	0,9	
11	1	52-53	3,77	=	0,03	=	0,32	=	11,8	0,1	
12	2	64-70	1,76	7,10	0,02	0,08	0,08	0,32	22,0	0,2	
12	6	93-96	1,17	4,31	0,01	0,04	0,08	0,30	14,6	0,1	0,07
Средние			4,93	5,89	0,69	1,16	0,20	0,32	20,9	3,31	0,07
Пестроцветная глинистая (педагогическая)											
Скв. 382											
15	3	147-150	6,14	=	0,03	=	0,47	=	13,1	0,1	
15	4	147-150	6,25	=	0,05	=	0,47	=	13,3	0,1	
15	5	10-12	5,00	=	0,08	=	0,45	=	11,1	0,2	
15	5	33-37	5,23	=	0,02	=	0,32	=	16,3	0,1	
15	6	44-47	4,43	=	0,15	=	0,25	=	17,7	0,6	
15	6	44-47	4,16	=	0,54	=	0,30	=	13,9	1,8	
15	6	60-62	3,88	=	0,72	=	0,25	=	15,5	2,9	0,15
16	1	0-3	6,10		0,08		0,50		12,2	0,2	
Скв. 385											
8	5	130-132	3,60	=	0,19	=	0,25	=	14,0	0,8	0,08
9	1	103-105	3,01	=	0,20	=	0,25	=	12,0	0,8	
10	1	130-132	2,18	=	0,09	=	0,20	=	10,9	0,4	
10	1	138-140	2,98	=	0,12	=	0,22	=	13,5	0,5	
11	2	24-26	4,80	=	0,58	=	0,37	=	13,0	1,6	
11	2	46-48	4,16	=	0,42	=	0,35	=	11,9	1,2	
12	2	15-17	2,39	3,88	0,22	0,34	0,29	0,45	8,2	0,8	
12	2	31-33	3,60	5,00	0,22	0,30	0,35	0,49	10,3	0,6	
13	2	30-33	4,20	6,00	0,31	0,44	0,32	0,46	13,1	1,0	

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
385											
13	3	109-112	4,46	6,49	0,36	0,52	0,29	0,42	15,4	1,2	0,06
13	4	144-145	3,57	5,02	0,28	0,39	0,31	0,44	11,5	0,6	
14	1	66-70	5,60	=	0,31	=	0,38	=	14,7	0,8	0,07
14	2	6-8	5,36	=	0,15	=	0,40	=	13,4	0,4	1,38*
15	1	53-55	6,72	=	0,19	=	0,38	=	17,7	0,5	
15	1	90-91	6,03	=	0,92	=	0,43	=	14,0	2,1	
15	1	100-101	5,53	=	1,36	=	0,50	=	11,1	2,7	
15	1	148-150	5,00	=	1,199	=	0,38	=	13,2	3,1	
Скв. 386											
36	5	74-76	5,49	=	0,51	=	0,45	=	12,2	1,1	0,12
36	5	94-98	5,92	=	0,47	=	0,44	=	13,4	1,1	0,07
37	37	8-9	3,61	=	0,02	=	0,27	=	13,4	1,1	
37	37	15-17	3,52	=	0,02	=	0,30	=	11,7	2,1	
38	1	31-32	3,13	=	0,47	=	0,22	=	14,2	2,1	
38	2	145-146	4,40	=	0,54	=	0,25	=	17,6	2,2	
38	2	149-150	3,32	=	0,11	=	0,25	=	13,3	0,4	
38	3	90-91	4,16	=	0,21	=	0,30	=	13,9	0,7	0,10
38	4	127-128	6,03	=	0,20	=	0,32	=	18,8	0,6	0,11
39	1	129-131	4,95	=	0,08	=	0,34	=	14,6	0,1	0,10
39	1	142-143	5,13	=	0,28	=	0,22	=	23,3	1,3	
39	1	144-145	5,98	=	0,76	=	0,29	=	20,6	2,7	0,11
40	2	0-1	2,75	=	0,15	=	0,21	=	13,1	0,7	0,09
40	2	3-4	6,48	=	0,36	=	0,24	=	27,0	1,5	0,09
41	3	81-82	4,53	=	0,04	=	0,27	=	16,8	0,1	
41	3	83-84	3,91	=	0,05	=	0,27	=	14,5	0,1	
41	4	68-70	5,99	=	0,05	=	0,27	=	22,2	0,2	
Скв. 387											
29	2	12-15	5,78	=	0,08	=	0,48	=	12,0	0,2	0,09
29	4	101-106	5,54	=	0,53	=	0,40	=	19,8	1,3	
Скв. 391А											
21А	1	15-19	4,99	=	0,56	=	0,50	=	9,98	1,1	
21А	1	47-50	3,58	=	4,25	=	1,02	=	3,31	4,2	
21А	1	63-67	4,43	=	0,05	=	1,20	=	3,69	0,1	
21А	1	75-79	4,69	=	0,55	=	1,14	=	4,11	0,5	
21А	2	88-89	8,82	=	0,05	=	1,08	=	8,17	0,1	
21А	2	90-91	6,16	=	0,02	=	1,08	=	5,70	0,1	
21А	3	93-96	5,78	=	0,02	=	0,42	=	13,76	0,1	
21А	5	8-10	4,10	=	0,02	=	1,32	=	3,10	0,1	
Скв. 391											
4	1	107-110	4,90	=	0,01	=	0,45	=	10,89	0,1	
5	1	72-75	6,20	=	0,05	=	0,45	=	13,78	0,1	0,08
6	1	56-61	5,69	=	0,02	=	0,40	=	12,93	0,1	
Средние			4,80	5,05	0,36	0,37	0,43	0,45	13,57	0,89	0,10
Педагогическая глинистая											
Скв. 387											
1	6	80-82	5,44	=	0,08	=	0,51	=	10,7	0,2	
Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная)											
Скв. 385											
4	2	50-52	2,23	=	0,06	=	2,23	=	9,7	0,3	
5	4	100-102	2,31	=	0,23	=	0,14	=	16,5	1,6	
Скв. 386											
14	1	1-5	1,96	2,36	0,04	0,05	0,19	0,23	10,3	0,2	0,04
14	4	19-21	5,43	=	0,04	=	0,35	=	15,5	0,1	0,08
15	2	81-85	2,03	2,74	0,04	0,05	0,19	0,23	10,9	0,2	0,04
17	1	132-135	0,86	1,33	0,04	0,06	0,10	0,15	8,6	0,4	0,04
18	2	97-99	1,35	=	0,03	=	0,05	=	27,0	0,6	
28	2	123-125	3,37	=	0,07	=	0,23	=	14,6	0,3	0,02
28	4	108-110	2,23	=	0,02	=	0,20	=	11,1	0,1	0,06
30	2	89-91	0,81	=	0,01	=	0,14	=	5,8	0,1	
30	6	59-61	1,39	1,76	0,11	0,14	0,13	0,16	10,7	0,8	0,02
31	1	6-9	3,07	4,09	0,08	0,11	0,22	0,29	13,9	0,4	0,07
34	2	25-27	3,61	=	0,04	=	0,35	=	10,3	0,1	
34	6	29-31	4,74	=	0,25	=	0,36	=	13,2	0,7	
Скв. 387											
2	2	80-82	4,38	=	0,30	=	0,44	=	10,0	0,7	0,09
3	2	130-132	3,94	=	0,31	=	0,49	=	8,0	0,6	0,06

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Скв. 387											
6	3	70-73	3,84	=	0,24	=	0,34	=	11,3	0,7	0,10
7	3	80-83	2,41	=	0,45	=	0,25	=	9,6	1,8	0,04
10	1	146-150	1,77		0,05		0,19		9,3	0,3	0,06
10	5	89-91	1,11	1,23	0,26	0,29	0,12	0,13	9,2	2,2	
13	1	104-106	3,55	3,94	0,04	0,04	0,34	0,38	10,4	0,1	
16	3	56-60	1,57	1,96	0,19	0,24	0,12	0,15	13,1	1,6	0,03
18	1	81-83	1,11		0,14		0,10		11,1	1,4	0,03
18	1	81-83	1,38	=	0,02	=	0,14	=	9,9	0,1	
18	1	84-86	1,19	=	0,02	=	0,11	=	10,8	0,2	
19	1	103-108	1,55	=	0,06	=	0,14	=	11,1	0,4	
19	2	61-63	0,74	=	0,03	=	0,09	=	8,2	0,3	
19	3	20-22	1,61	=	0,22	=	0,20	=	8,0	1,1	
23	4	120-122	4,15	=	0,21	=	0,32	=	13,0	0,7	0,38
25	3	144-146	1,50	=	0,02	=	0,15	=	10,0	0,1	0,10
26	2	0-2	4,20	=	0,02	=	0,31	=	13,5	0,1	0,08
27	1	39-41	2,77	=	0,01	=	0,30	=	9,2	0,1	
Средние			2,44	2,62	0,11	0,13	0,22	0,24	11,2	0,6	0,06
Карбонатная лавинная впадины Блейк-Багама											
Скв. 391											
1A	1	74-77	4,18	5,10	0,06	0,07	0,35	0,43	11,9	0,2	
1A	6	96-99	4,53	4,72	0,05	0,05	0,40	0,42	11,3	0,1	
4A	1	12-15	0,09	1,00			0,02	0,22	4,50	-	0,02
5A	1	70-75	0,74	4,93	0,02	0,13	0,11	0,73	6,7	0,2	0,05
6A	1	73-77	0,40	2,74	0,02	0,14	0,04	0,27	10,0	0,5	
7A	1	12-14	3,10	3,59	0,02	0,06	0,27	0,31	11,5	0,1	
9A	2	60-64	1,12	3,86	0,02	0,07	0,11	0,38	10,2	0,2	
12A	6	40-44	0,67	3,16	0,02	0,09	0,03	0,14	22,3	0,7	0,06
17A	4	139-142	2,70	3,65	0,03	0,04	0,25	0,34	10,0	0,1	
20A	2	54-57	3,86	=	0,01	=	0,30	=	12,9	0,1	0,14
Средние			2,14	3,66	0,02	0,07	0,19	0,35	11,1	0,3	0,07
Пелагические карбонатные											
Скв. 384											
1	2	28-30	1,60	4,00	0,05	0,12	0,08	0,20	20,0	0,6	0,03
2	2	90-92	1,48	3,15	0,07	0,15	0,12	0,26	12,3	0,6	0,03
2	5	118-120	1,78	3,71	0,06	0,12	0,16	0,33	11,1	0,4	0,02
3	1	110-112	1,84	4,28	0,06	0,14	0,18	0,42	10,2	0,3	0,04
4	3	88-90	1,62	3,45	0,10	0,21	0,13	0,28	12,5	0,8	0,03
4	5	122-124	1,46	3,84	0,19	0,50	0,12	0,32	12,2	1,6	
4	6	114-115	1,66	4,37	2,78*	7,32*	0,13	0,34	12,8	21,4*	
5	1	100-102	0,42	2,00	0,08	0,38	сл.				0,01
6	2	118-120	0,82	2,83	0,17	0,59	0,05	0,17	16,4	3,4	0,03
7	3	16-18	0,63	3,00	0,10	0,48	0,05	0,24	12,6	2,0	0,03
8	2	83-85	0,83	3,46	0,15	0,62	0,08	0,33	10,4	1,9	0,03
9	3	37-39	1,07	2,55	0,18	0,43	0,12	0,29	8,9	1,5	0,04
10	6	30-32	1,04	3,35	0,16	0,52	0,08	0,26	13,0	2,0	0,02
11	2	82-84	0,90	2,50	0,08	0,22	0,08	0,22	4,1	1,0	0,03
11	4	97-99	1,18	3,93	0,12	0,40	0,13	0,43	9,1	0,9	0,04
12	5	117-119	0,90	2,50	0,12	0,33	0,08	0,22	11,2	1,5	0,03
13	2	86-88	0,70	4,12	0,10	0,59	0,08	0,47	8,8	1,2	0,03
13	5	88-90	0,37	3,36	0,10	0,91	0,04	0,36	9,2	2,5	0,01
14	2	92-94	0,38	4,22	0,06	0,67	0,07	0,78	5,4	0,8	0,01
15	2	15-17	0,34	4,25	0,06	0,75	0,04	0,50	8,5	1,5	0,01
Скв. 387											
27	6	40-42	1,66	3,38	0,09	0,18	0,24	0,49	6,9	0,4	
28	1	131-133	2,67	4,40	0,22	0,36	0,21	0,39	12,7	1,0	
Скв. 389											
1	2	50-52	2,29	10,41	0,09	0,41	0,14	0,64	16,6	0,6	
Скв. 390											
1	1	132-134	0,53	3,53	0,04	0,27	0,06	0,40	8,8	0,7	0,03
3т	1	68-70	3,91	5,54	0,02	0,03	0,60	0,85	6,5	0,1	
3	1	146-148	5,00	6,50	0,02	0,02	0,78	1,01	6,4	0,1	
4	1	135-139	5,06	6,89	0,03	0,04	0,35	0,48	14,5	0,1	
4	2	102-104	3,09	6,57	0,02	0,04	0,36	0,76	8,6	0,1	
5	1	78-82	3,94	8,38	0,03	0,06	0,25	0,53	15,8	0,1	
5	1	146-149	0,06	3,14	0,04	0,19	0,08	0,38	8,2	0,5	
1A	1	137-141	0,62	2,82	0,04	0,18	0,10	0,45	6,2	0,4	
14A	5	144-147	2,77	5,84	0,02	0,04	0,48	1,01	5,8	0,1	
Средние			1,66	4,26	0,08	0,32	0,17	0,44	10,5	1,0	0,03

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Вулканокластическая гор Новой Англии												
												Скв. 3 82
16	1	9-13	7,26				2,38		3,0	0,1	0,11	
16	1	94-98	5,00	5,56	0,76	0,84	0,58	0,64	8,7	1,3		
16	1	100-107	4,65		0,09		0,96		4,8	0,1	0,06	
16	2	0-3	6,25	6,87	0,10	0,11	1,39	1,53	4,5	0,1		
16	4	99-105	8,53		0,18		2,30		3,7	0,1		
16	6	45-48	10,00		0,27		1,44		6,9	0,2	0,02	
16	6	123-126	8,59	9,21	0,22	0,24	1,50	1,66	5,7	0,2		
17	1	102-104	7,97		0,19		2,11		3,8	0,1	0,07	
17	3	116-118	9,27		0,37		2,02		4,6	0,2	0,46	
17	4	115-119	6,81	=	0,05	=	1,25	=	5,4	0,5		
17	5	25-27	6,95		0,15		1,66		4,2	0,1		
17	5	79-81	6,21		0,14		1,44		4,3	0,1		
18	1	61-65	6,72	7,21	0,23	0,25	1,14	1,22	5,9	0,2		
18	2	4-9	3,92	6,78	0,12	0,21	0,76	1,31	5,2	0,2		
18	2	109-112	5,88	7,77	0,12	0,16	1,09	1,44	5,4	0,1		
18	4	9-12	6,44	8,15	0,15	0,19	1,02	1,29	6,3	0,2		
18	4	144-147	8,15		0,08		1,20		6,8	0,1		
19	4	20-25	7,49	8,28	0,15	0,16	1,13	1,25	6,6	0,1		
19	4	84-88	8,78		0,19		2,11		4,2	0,1		
20	2	36-38	8,32		0,22		1,13		7,4	0,2	0,09	
20	4	36-41	7,00	=	0,15	=	1,63		4,3	0,1		
20	4	129-133	8,92	=	0,25	=	1,44	=	6,2	0,2	0,73	
20	5	55-57	2,24	=	0,19	=	0,89	=	2,5	0,2		
21	3	82-84	7,68	=	0,23	=	1,25	=	6,1	0,2	0,29	
22	2	86-89	6,63	=	0,14	=	1,71	=	3,9	0,1	0,88	
22	2	120-122	7,22	=	0,16	=	1,73	=	4,2	0,1		
22	3	148-150	8,11	=	0,16	=	2,02	=	4,0	0,1		
23	2	30-35	7,98	=	0,09	=	1,25	=	6,4	0,1		
24	1	90-93	6,37	9,23	0,17	0,25	1,09	1,58	5,8	0,2		
25	2	49-51	8,61		0,15		2,50		3,4	0,1	0,08	
25	сс	-	5,00	8,15	0,11	0,18	0,63	1,02	8,0	0,2		
Скв. 385												
16	2	8-10	8,59	=	0,23	=	1,13	=	7,6	0,2		
16	2	122-123	7,34	=	0,01	=	1,61	=	4,6	=		
16	2	123-124	7,30	=	0,53	=	1,35	=	5,8	0,4		
16	3	77-80	6,10	=	1,00	=	0,43	=	14,2	2,3	0,20	
20	2	40-50	5,79	9,90	0,15	0,26	0,63	1,08	9,2	0,2		
23	1	№ 10	10,75	=	0,12	=	2,32	=	4,6	0,1		
23	3	№ 23	10,92	=	0,18	=	2,74	=	4,0	0,1	0,18	
Средние			7,26	7,72	0,21	0,24	1,45	1,41	5,6	0,4	0,26	
Базальтово-граувакковая подножия Бермудской возвышенности												
Скв. 386												
4	2	111-115	6,15	=	0,11	=	1,06	=	5,8	0,1		
4	4	124-129	4,74	7,10	0,12	0,18	1,11	1,66	4,3	0,1	0,16	
5	2	46-50	9,20	10,32	0,19	0,21	2,04	2,29	4,5	0,1	0,28	
6	3	139-142	0,99	2,06	0,12	0,25	0,10	0,21	9,9	1,2	0,04	
6	4	128-133	8,58	=	0,21	=	1,86	=	4,6	0,1	0,28	
8	1	147-150	7,01	8,25	0,15	0,18	1,70	2,00	4,1	0,1	0,25	
8	6	134-137	9,45		3,13*		2,30		4,1	1,4	0,15	
9	3	127-130	8,82		0,21		2,77		3,2	0,1	0,24	
12	4	8-10	7,26		0,17		1,37		5,3	0,1	0,19	
13	3	127-133	4,38	7,30	0,18	0,30	1,22	2,03	3,6	0,1		
Средние			6,66	7,25	0,16	0,20	1,55	1,82	4,9	0,3	0,20	

Примечание. а - содержание в натуральном сухом осадке; б - в пересчете на бескарбонатное вещество; знак "\*" содержание  $\text{CaCO}_3$  в пробе менее 10% и пересчет не производится; \* экстремальные значения, определенные в маломощных прослоях, в расчет средних не включены.

составе которых больше безжелезистых обломочных минералов - кварца и полевых шпатов, отличаются пониженной железистостью (среднее из 22 проб - 2,7% Fe в натуральном осадке или 4,0% Fe в пересчете на бескарбонатное вещество при колебаниях от 1,4 до 6,1%). Минимальные величины относятся к прослоям полевошпатово-кварцевых алевритов, а максимальные - к глинистым осадкам, обогащенным пиритом или сидеритом.

Единичные фазовые анализы в гемипелагических глинах и турбидитах (табл. 15) показывают сходное соотношение форм железа. Преобладает не-

Таблица 15

Формы железа в породах различных формаций

Скважина	Керн	Секция	Интервал, см	Fe <sub>общ</sub> , %	Fe <sup>+3</sup>		
					труднорастворимое		
					а	б	
1	2	3	4	5	6	7	
Красноцветная подформация древней карбонатной формации							
391	45	3	71-77	0,56	0,29	51,8	
391	46	1	139-142	4,90	3,69	75,3	
391	47	1	41-43	2,24	1,70	75,9	
391	49	2	137-139	5,54	5,19	93,7	
391	49	2	137-139	5,04	4,81	95,4	
391	50	1	118-120	3,25	2,85	87,7	
391	52	2	103-106	3,92	3,24	86,6	
Сероцветная подформация древней карбонатной формации							
391	24	1	115-117	3,32	1,38	41,6	
391	24	6	35-38	3,30	1,37	41,5	
391	26	2	63-65	1,92	0,49	25,2	
Черных глин							
386	45	5	84-88	4,40	3,90	88,6	
386	47	4	47-50	3,32	2,33	70,2	
386	49	3	56-62	2,80	2,03	72,5	
386	63	4	19-23	22,94	0	0	
386	64	2	47-48	9,36	7,61	81,3	
386	64	2	79-80	20,46	0	0	
386	65	3	104-105	9,46	0	0	
387	30	1	134-140	3,02	3,02	100	
387	35	5	0-2	2,76	2,21	80,1	
391	6	5	104-109	4,99	3,12	62,5	
391	7	1	16-18	4,95	3,04	61,4	
391	8	1	102-105	4,70	1,59	33,8	
391	9	2	5-8	16,53	2,09	12,6	
391	10	1	72-74	4,43	2,39	53,9	
391	10	2	108-111	6,50	5,46	84,0	
391	10	2	108-111	3,99	3,87	96,8	
Пестрых глин							
382	15	5	10-12	5,00	4,18	83,4	
382	15	6	44-47	4,43	3,74	84,2	
382	15	6	44-47*	4,16	4,16	100	
382	15	6	60-62	3,88	3,46	89,2	
382	16	1	0-3	6,10	3,84	62,8	
385	8	5	130-132	3,60	3,48	96,7	
385	12	2	31-33	3,60	3,27	90,8	
385	14	1	66-70	5,60	4,71	84,0	
385	15	1	53-55	6,72	5,22	77,7	
385	15	1	100-101	5,53	5,53	100	
385	15	1	148-150	5,00	4,30	86,0	
386	36	5	74-76	5,49	5,06	92,2	

Fe <sup>+3</sup>		Fe <sup>+2</sup>				Fe <sup>+2</sup> пиритное, %
легкорастворимое		труднорастворимое		легкорастворимое		
а	б	а	б	а	б	
8	9	10	11	12	13	14

Красноцветная подформация древней карбонатной формации

0	0	0,27	48,2	0	0	0
0	0	0,28	4,3	0	0	0,94
0	0	0,54	24,1	0	0	0
0	0	0,27	4,9	0	0	0,08
0	0	0,12	2,4	0	0	0,11
0	0	0,40	12,3	0	0	0
0	0	0,68	17,4	0	0	0

Сероцветная подформация древней карбонатной формации

0	0	0	0	1,33	40,1	0,61
0	0	0	0	1,10	33,3	0,83
0	0	0	0	0,88	45,8	0,55

Черных глин

0	0	0,50	11,4	0	0	0
0	0	0	0	0,87	26,2	0,12
0	0	0,77	27,5	0	0	0
0	0	0	0	22,47	98,0	0,47
0	0	0,85	9,1	0,80	8,5	0,10
0	0	0	0	20,06	98,0	0,40
0	0	0	0	9,40	99,4	0,07
0	0	0	0	0	0	0
0	0	0,55	19,9	0	0	0
0	0	0	0	1,60	32,1	0,07
0	0	0	0	1,84	37,2	0,07
0	0	0	0	2,78	59,1	0,33
0	0	0	0	14,45	87,4	0,33
0	0	0,81	18,3	0,62	14,0	0,61
0,77	11,8	0,27	4,2	0	0	0
0	0	0,13	3,2	0	0	0

Пестрых глин

0,42	8,4	0,41	8,2	0	0	0,06
0,43	9,7	0,27	6,1	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0
0,42	10,8	0	0	0	0	0
2,14	35,1	0,12	2,0	0	0	0
0	0	0,12	3,3	0	0	0
0	0	0,33	9,2	0	0	0
0,63	11,2	0,27	4,8	0	0	0
1,37	20,4	0,12	1,8	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0
0,63	12,6	0	0	0	0	0
0,43	7,8	0	0	0	0	0

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
386	38	2	145-146	4,40	4,40	100
386	38	2	○ 149-150	3,32	3,21	96,7
386	39	1	129-131	4,71	2,70	57,3
387	29	2	12-15	5,78	3,30	57,1
387.	29	4	101-106	5,54	4,04	72,9
391A	21	1	47-50	3,58	3,58	100
391A	21	1	63-67	4,43	3,74	84,2
391A	21	1	75-79	4,69	4,57	97,2
391A	21	2	88-89	8,82	3,76	42,6
391A	21	2	90-91	6,16	5,34	86,7
391A	21	5	8-10	4,10	3,79	92,2
Карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная						
386	34	2	25-27	3,61	3,33	92,2
387	23	4	120-122	4,15	3,93	94,7
387	27	1	39-41	2,77	2,05	74,0
Гемипелагическая глинистая						
382	7	2	81-85	5,00	3,37	67,4
385	3	2	130-132	4,43	3,67	82,8
Терригенных турбидитов						
382	1	4	113-115	1,39	0,31	22,1
388	2	3	0-3	3,79	1,64	43,3
388	2	3	147-150	4,43	2,92	63,2
Пелагические и гемипелагические карбонатные						
384	4	6	114-115	1,66	1,66	100
387	27	6	40-42	1,66	1,27	76,5
387	28	1	131-133	2,67	2,40	89,9
390	3	1	68-70	3,91	2,73	69,8
390	3	1	146-148	5,00	3,94	78,8
390A	14	5	144-147	2,77	1,81	65,3
Вулканокластическая гор Новой Англии						
382	16	1	94-98	5,00	4,22	84,4
382	16	6	45-48	10,00	4,20	42,0
382	16	6	123-124	8,59	5,24	60,9
382	18	1	61-65	6,72	1,69	25,1
382	18	2	4-9	3,92	1,89	48,2
382	18	2	109-112	5,88	3,40	57,8
382	18	4	9-12	6,44	3,62	56,2
382	19	4	20-25	7,49	4,66	62,0
382	20	2	36-38	8,32	4,83	58,0
382	21	3	82-84	7,68	3,64	47,4
382	22	2	86-89	6,63	3,86	58,2
382	24	1	90-93	6,37	5,14	80,7
382	25	сс	-	5,00	2,28	45,6
385	16	2	8-10	8,59	6,54	76,1
385	16	3	77-80	6,10	4,70	77,0
385	20	2	40-50	5,79	2,96	51,2

Примечание. а - содержание в натуральном сухом осадке; б - в % от общего железа.

8	9	10	11	12	13	14
0	0	0	0	0	0	0
0	0	0,11	3,3	0	0	0
2,00	42,5	0	0	0	0	0
1,18	20,4	0,12	2,1	0	0	0
1,26	22,7	0,27	4,9	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0
0,43	9,7	0,27	6,1	0	0	0
0	0	0,13	2,8	0	0	0
4,72	53,5	0,12	1,4	0	0	0,22
0,38	6,2	0,12	2,0	0	0	0,11
0	0	0,32	7,8	0	0	0,11

**Карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная**

0	0	0,28	7,8	0	0	0
0	0	0,22	5,3	0	0	0
0	0	0,27	9,8	0	0	0,45

**Гемипелагическая глинистая**

0	0	1,40	28,0	0	0	0,23
0	0	0,54	12,2	0	0	0,22

**Терригенных турбидитов**

0	0	1,09	77,9	0	0	0
0,94	24,4	0,54	14,0	0	0	0,67
0,42	9,5	1,10	24,8	0	0	0,11

**Пелагические и гемипелагические карбонатные**

0	0	0	0	0	0	0
0	0	0,27	16,3	0	0	0,22
0	0	0,27	10,1	0	0	0
0,98	25,0	0,19	4,9	0	0	0
0,79	15,8	0,27	5,4	0	0	0
0,77	27,8	0,19	6,9	0	0	0

**Вулканокластическая гор Новой Англии**

0,78	15,6	0	0	0	0	0
5,80	58,0	0	0	0	0	0
3,36	39,1	0	0	0	0	0
4,91	73,1	0,12	1,8	0	0	0
1,47	37,5	0,56	1,4	0	0	0
2,36	40,1	0,12	2,0	0	0	0
2,41	37,4	0,27	4,2	0	0	0,12
1,85	24,6	1,00	13,3	0	0	0,06
2,80	33,6	0,69	8,3	0	0	0
1,68	21,9	1,86	24,2	0	0	0,04
0	0	0,97	15,4	1,80	27,1	0
0,49	7,7	0,54	8,5	0	0	0,20
1,26	25,2	1,40	28,0	0	0	0,06
1,92	22,4	0,12	1,4	0	0	0
1,40	23,0	0	0	0	0	0
2,66	45,2	0,12	2,1	0	0	0,06

растворимое трехвалентное железо, за ним следует нерастворимое двухвалентное — оба, очевидно, заключенные в терригенных минералах. В одной из проб терригенного алеврита с низким содержанием общего железа нерастворимое  $Fe^{+2}$  составляет 78%. Подвижные формы  $Fe^{+3}$  довольно обильны в окисленных слоях терригенных турбидитов скважины 388 (до 24%). В других пробах отмечено небольшое количество пиритного железа, но подвижные (карбонатные) формы  $Fe^{+2}$  отсутствуют.

В пелагических глинах равнины Гаттерас, судя по одному анализу из скважины (см. табл. 14) и по данным опробования поверхностного слоя осадков (см. рис. 16), содержание железа несколько выше (5–6%).

Таким образом, наблюдается последовательное увеличение железистости осадков от терригенных обломочных через гемипелагические глины к пелагическим глинам, т.е. обычная закономерность, известная по данным изучения современных океанских осадков, что объясняется связью значительной части железа с тонкодисперсным глинистым материалом.

На распределении железа в породах формаций черных глин и карбонатно-кремнисто-глинистой сказывается разбавление биогенным или аутигенным кремнеземом.

Карбонатно-кремнисто-глинистая формация характеризуется средним содержанием железа 2,4% при колебаниях от 0,7–2,0%, в высококремнистых разностях до 5,4%. Судя по трем фазовым анализам (см. табл. 15), железо почти целиком нерастворимое, преимущественно трехвалентное с подчиненным количеством двухвалентного. Лишь в одной пробе отмечено небольшое количество пиритного железа.

Черные глины по содержанию железа делятся на две группы. Большинство из них в скважинах 387, 391 и в верхней части разреза скважины 386 низкожелезистые, содержат менее 5% (а во многих пробах менее 3%) железа явно из-за разбавления его аутигенным кремнеземом. С другой стороны, в толще отложений рассеяны сидеритовые прослои с высоким содержанием железа (до 16,5%), а в скважине 386 вся нижняя часть разреза (глубже 900 м) обогащена железом, содержание которого в некоторых сидеритовых прослоях достигает 23%.

Фазовый анализ (см. табл. 15) показал, что в большинстве низкожелезистых пород преобладают нерастворимые формы железа, главным образом трехвалентные, заключенные в терригенных минералах. Все высокожелезистые разности характеризуются преобладанием растворимого  $Fe^{+2}$  (до 99%), представленного сидеритом или манганосидеритом. Карбонатное железо встречается и в некоторых низкожелезистых породах. В большинстве проанализированных проб присутствует пиритное железо, но содержание его не превышает 0,6% сухого веса породы (14% от общего железа). По содержанию нерастворимого (обломочного) железа высокожелезистые слои не отличимы от фоновых, а в некоторых случаях нерастворимые формы в них отсутствуют вообще. Обогащенность железом нижнего надбазальтового интервала разреза черных глин в скважине 386, таким образом, объясняется целиком присутствием аутигенных железистых минералов, как мы предполагаем — гидротермальных.

Породы пестроцветной глинистой формации тоже отличаются неравномерным распределением железа, но колебания здесь не столь велики, как в формации черных глин, они укладываются в пределы 2,2–8,8%. Среднее содержание железа по 55 пробам составляет 4,8% (5,0% при пересчете на бескарбонатное вещество). Таким образом, пестрые глины не отличаются повышенной железистостью по сравнению с пелагическими глинами данного района.

Фазовые анализы показывают (см. табл. 15) резкое преобладание в большинстве проб нерастворимого трехвалентного железа. Характерно сравнительно низкое содержание нерастворимого двухвалентного железа и повышенное в ряде случаев содержание подвижного  $Fe^{+3}$ , вероятно, в форме свободных гидроксидов. В прослоях повышенной железистости растворимое  $Fe^{+3}$  составляет весь "избыток" над фоновыми концентрациями, так что отмеченные выше колебания общего железа почти не сказываются на нерастворимой его

части. Растворимое  $Fe^{+2}$  отсутствует, но в серых прослоях отмечено присутствие пиритного железа.

В породах карбонатных формаций концентрация железа почти везде понижена из-за разбавления карбонатным материалом. Широкие пределы колебания (от 0,1 до 6%) обусловлены в первую очередь вариациями карбонатности и только после пересчета на бескарбонатное вещество удается выявить и другие закономерности поведения железа.

Породы пелагических карбонатных формаций содержат от 0,1 до 5,0% (в среднем 1,7%) железа в натуральных пробах и 2,5–10,4% (в среднем 4,3%) в пересчете на бескарбонатное вещество. Как средняя величина, так и большинство конкретных определений в породах скважин 384, 387 и 390 указывают на то, что бескарбонатное вещество в этих породах беднее железом, чем в обычных современных пелагических известковых илах. По низкой железистости оно сопоставимо с обломочно-глинистыми осадками континентального склона (см. рис. 16) и с гемипелагическими глинами.

Среди форм железа (см. табл. 15) преобладают нерастворимые, главным образом трехвалентные, но в красноцветных слоях пелагического карбонатного разреза на выступе плато Блейк (скв. 390) обнаружено также значительное количество растворимого трехвалентного железа (до 28% от общего).

Карбонатная лавинная формация впадины Блейк-Багама характеризуется еще более пониженным содержанием железа в бескарбонатном веществе (в среднем 3,7%), что объясняется присутствием значительных количеств биогенного кремнезема.

Древняя карбонатная формация (см. табл. 14) отличается резкими колебаниями железистости как в натуральных пробах (0,5–6,1%), так и при пересчете на бескарбонатное вещество (0,9–13,8%). Величины более 10% железа бескарбонатного вещества при этом относятся к породам сероцветной подформации с очень высоким содержанием  $CaCO_3$ .

В среднем породы сероцветной подформации содержат 4% железа в бескарбонатном веществе, что, как мы видели, близко к нормальной концентрации его в гемипелагических глинах, но из-за больших колебаний средние величины в данном случае ненадежны. Значительное число проб показывает явно повышенное содержание железа, вероятно, за счет присутствия аутигенных пирита и сидерита. Три определения форм железа (см. табл. 15) подтвердили это предположение: от 33 до 46% железа представлены растворимым (карбонатным)  $Fe^{+2}$ , а от 18 до 29% – пиритным.

Породы красноцветной подформации несколько богаче железом как по анализам натуральных проб (в среднем по 15 пробам 3,47%), так и после пересчета на бескарбонатное вещество (в среднем 5,76%, от 1,9 до 8,3%), но известняки с резким обогащением бескарбонатного остатка аутигенными минералами железа здесь отсутствуют.

По данным фазового анализа железо почти целиком представлено нерастворимыми в примененном реагенте минералами. Окисное железо при этом значительно преобладает над закисным. Подвижные формы не обнаружены, но в серых прослоях присутствует пиритное железо. В категорию нерастворимого трехвалентного железа в данном случае, по видимому, попадает и аутигенный гематит, на присутствие которого в качестве главного красящего компонента верхнеюрских красноцветных пород указывалось ранее [Lancelot e. a., 1972].

Наиболее богаты железом породы двух формаций, сложенных преимущественно вулканогенным обломочным материалом базальтового состава и продуктами его вторичных преобразований – вулканокластической гор Новой Англии и базальтово-граувакковой Бермудского массива (см. табл. 14). В первой содержание железа колеблется в пределах 2,2–10,9% и составляет в среднем по 38 анализам 7,26%. Большинство величин менее 5% относится к известковистым прослоям, но они сравниваются с общим фоном после пересчета на бескарбонатное вещество. Имеются и отдельные бескарбонатные низкожелезистые прослои, откуда подвижное железо, вероятно, выщелочено в процессе диagenеза.

В породах вулканокластической формации обнаружены все выделяемые принятой методикой фазового анализа формы железа (см. табл. 15). Преобладает окисное железо, причем значительную, а в некоторых прослоях преобладающую долю составляет подвижное трехвалентное железо, вероятно, в виде свободных аморфных гидроокислов. Содержанием подвижного  $Fe^{+3}$  обусловлены как высокая железистость пород формации, так и резкие колебания концентрации общего железа. Двухвалентное железо представлено в основном нерастворимой формой, которая сохранилась в резко окислительной обстановке выветривания и диагенеза в устойчивых вулканогенных минералах. В серых прослоях обнаружено пиритное железо, а в одной пробе — также карбонатное.

Таким образом, железистость пород обусловлена следующими факторами: а) поступлением железа в составе терригенного обломочного и глинистого вещества (терригенный "фон"); б) "разбавляющим" влиянием биогенных компонентов —  $CaCO_3$  и  $SiO_2$ , а также вторичного окремнения и в некоторых случаях полевошпатово-кварцевого терригенного материала; в) поступлением железа в составе вулканокластического материала и продуктов его разложения; г) образованием аутигенных минералов железа в результате диагенетического перераспределения его подвижных форм; д) обогащением масс пород железом за счет добавочных, вероятно, эксталяционных источников. Последнее предполагается для нижних горизонтов формации черных глин в скважине 386, залегающих непосредственно на базальтах. Возможно, что железо поступало с эксталяциями также в надбазальтовые слои сероцветных известняков (скв. 387).

### Марганец

Геохимические исследования современных океанских осадков [Скорнякова, 1976; Страхов, 1976; Vostrom, 1976; и др.] выявили сложное поведение марганца в седиментогенезе и раннем диагенезе. Его концентрация в поверхностном слое глубоководных осадков в общем возрастает от континентальных окраин к центрам пелагических областей океанов ("пелагический сдвиг" концентрации Mn), уменьшается в карбонатных осадках (за счет разбавления карбонатным биогенным материалом) и достигает максимальных величин в металлоносных эксталяционно-осадочных отложениях срединно-океанских хребтов.

В лучше изученных современных осадках Тихого океана [Скорнякова, 1976] разные типы гемипелагических илов приконтинентальных областей содержат в среднем 0,22–0,25% Mn в пересчете на бескарбонатное вещество. Пелагические осадки Тихого океана в целом характеризуются средней величиной 0,94% Mn, среди них миопелагические глины содержат его в среднем 0,43–0,72%, эвпелагические глины — 0,47–1,57%, а карбонатные пелагические илы — 0,95%. Концентрация марганца в бескарбонатном остатке металлоносных илов Восточно-Тихоокеанского поднятия составляет в среднем 6,0%.

В интересующем нас районе распределение концентрации Mn бескарбонатного вещества (рис. 17) подчиняется тем же закономерностям. Сероцветные восстановленные осадки континентальной окраины, обогащенные обломочным материалом, отличаются низкой (менее 0,2%), а пелагические осадки равнины Гаттерас — повышенной (0,2–0,5%) концентрацией марганца. Выделяется поле высоких (0,5–1%) содержаний в самой глубоководной части равнины Нейрс (вероятно, за счет диагенетического перераспределения марганца), а на фланге Срединно-Атлантического хребта отмечены максимальные величины (до 1,56% Mn в пересчете на бескарбонатное вещество), возможно, обусловленные эксталяционно-осадочным процессом.

Первичное содержание марганца в пелагических осадках с окислительной средой раннего диагенеза остается после захоронения практически неизменным, тогда как в гемипелагических осадках при наличии раннедиагенетической подповерхностной восстановительной зоны происходит интенсивный вынос подвижных восстановленных форм марганца и его концентрация резко падает. Сероцветные отложения приконтинентальных областей океанов в результате диа-

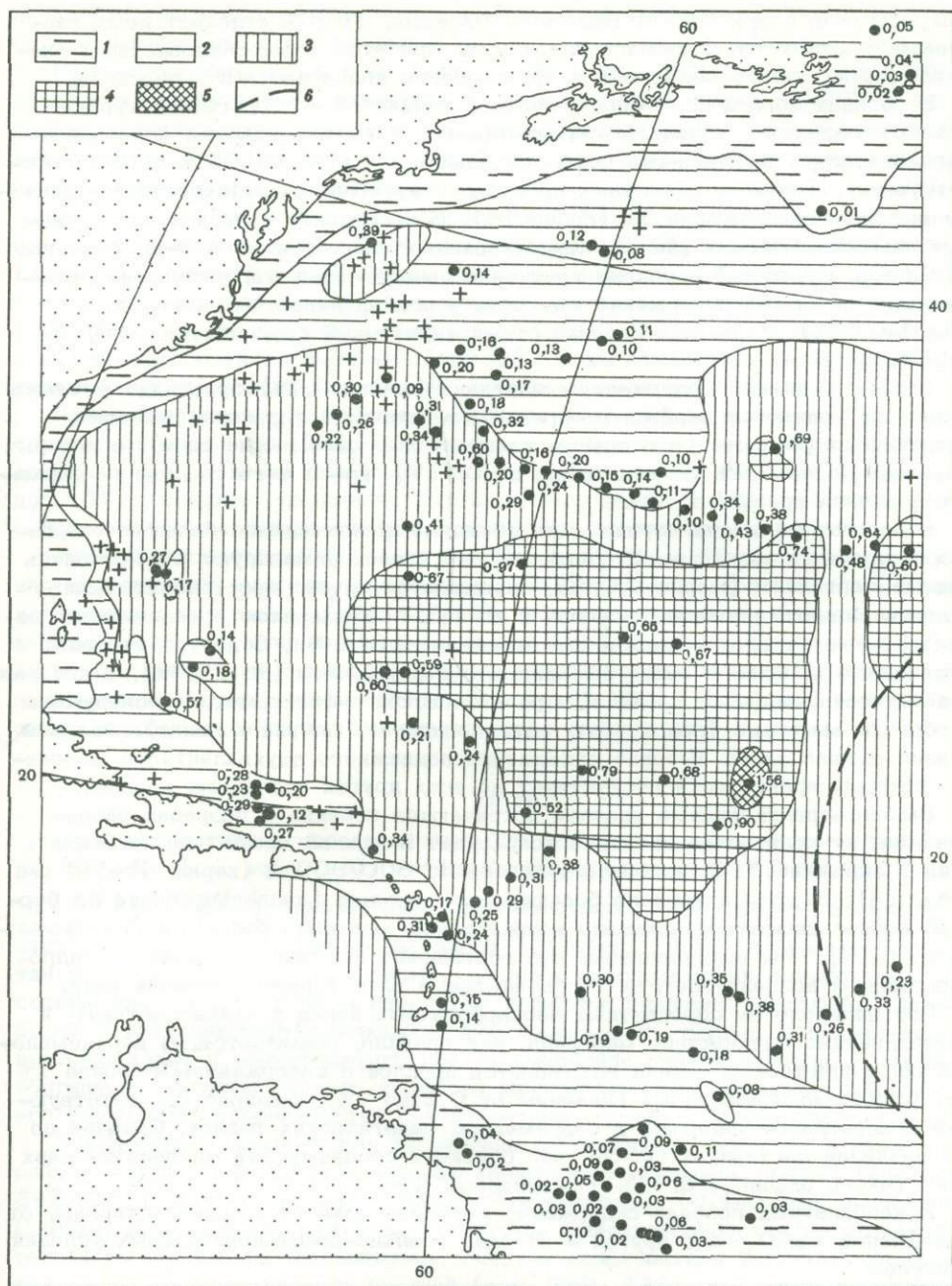


Рис. 17. Марганец в современных осадках северо-западной части Атлантического океана (% в пересчете на бескарбонатное вещество)

1 - менее 0,1; 2 - 0,1-0,2; 3 - 0,2-0,5; 4 - 0,5-1,0; 5 - более 1,0; 6 - ось Срединно-Атлантического хребта. Крестиками обозначены точки определения спектрально-химическим методом

генетического выщелачивания, как правило, значительно беднее марганцем, чем красноцветные пелагические.

Результаты анализов пород разных формаций северо-западной части Атлантического океана показывают (см. табл. 14), что среди них господствуют низкомарганцовистые разности. Концентрация марганца в большинстве случаев ниже 0,2%, того предела, который согласно классификациям современных осад-

ков [Страхов и др., 1954; Безруков, Лисицын, 1960] отделяет немарганцовистые осадки от слабомарганцовистых. При этом немарганцовистыми оказываются не только сероцветные, но и многие красноцветные отложения.

В породах формаций гемипелагической глинистой и терригенной турбидитной, относящихся к типичным сероцветным приконтинентальным, содержание марганца почти всегда ниже 0,1%, составляя в среднем 0,05 и 0,06% соответственно. Только в отдельных прослоях с аутигенным родохрозитом отмечены высокие концентрации Mn (более 1%). В нескольких колонках четвертичных гемипелагических глин и известковистых глин, взятых в 5-м рейсе нис "Академик Курчатов" в районе континентального подножия, детальные анализы выявили низкое содержание марганца в подповерхностных серых илах (0,04-0,07%), тогда как поверхностный коричневый слой содержит 0,12-0,25%.

Породы с низким содержанием марганца (менее 0,1%) преобладают также в составе эоценовой карбонатно-кремнисто-глинистой формации, но здесь встречаются разности (в основном захороненные окисленные слои), в которых марганца более 0,2% (максимально до 0,31%), из-за чего средняя по формации величина превышает 0,1%.

В породах формации черных глин обнаружены неожиданно большие колебания содержания марганца. С одной стороны, здесь доминируют породы очень бедные марганцем (менее 0,05%), типичные для резко восстановительных условий раннего диагенеза осадков с высоким содержанием органического вещества. Многие слои содержат даже меньше 0,01% Mn. С другой стороны, выделяются прослои с очень высоким его содержанием (до 11,4%), в которых при изучении шлифов и по данным рентгеновской дифрактометрии обнаружены карбонаты марганца (родохрозит, манганосидерит, манганокальцит). Фазовый анализ выявил здесь высокое содержание подвижного двухвалентного марганца, который практически отсутствует во всех других изученных породах.

Высокомарганцовистые прослои встречаются изредка в разрезах разных скважин, но количество их резко возрастает в нижней части разреза черных глин в скважине 386, особенно в интервале 800-900 м (керна 48-59; см. табл. 14). В этом интервале большинство анализов (после пересчета на бескарбонатное вещество) показало концентрацию марганца более 1% (максимально до 6,5%). Мы предполагаем, что обогащение марганцем связано с гидротермальным воздействием на надбазальтовые слои формации черных глин.

При переходе от сероцветных бескарбонатных пород к красноцветным и пестроцветным содержание марганца, как правило, повышается. В верхнемеловой пестроцветной формации встречаются прослои с содержанием Mn более 1% (до 4,2%), но преобладают величины от 0,2 до 1%, примерно соответствующие концентрации марганца в современных пелагических глинах. Среднее из 55 анализов составляет 0,36%, что близко к среднему для миопелагических глин Тихого океана - 0,43% [Скорнякова, 1976].

В карбонатных породах содержание марганца зависит, с одной стороны, от содержания  $\text{CaCO}_3$ , а с другой - от окислительно-восстановительных условий диагенеза.

В пелагической карбонатной формации хребта Джи-аномалии (скв. 384; см. табл. 14) концентрация Mn в натуральных породах несколько выше, чем в гемипелагических бескарбонатных осадках (0,05-0,2%). После пересчета на бескарбонатное вещество относительная обогащенность марганцем выявляется более отчетливо (0,1-0,9%). Намечается обратная зависимость содержания марганца от скорости осадконакопления и особенно от скорости накопления бескарбонатного вещества. В эоценовой части разреза, где скорости аккумуляции наибольшие, содержится 0,12-0,21% Mn в пересчете на бескарбонатное вещество. В палеоцене, когда бескарбонатное вещество накапливалось в 4,5 раза медленнее, оно содержит 0,33-0,59% Mn. В маастрихтской части разреза, отличающейся предельно низкими скоростями накопления бескарбонатного вещества (3,5 раза меньше палеоценовых), в нем содержится 0,67-0,91% Mn. Таким образом, мы видим здесь проявление известной тенденции повышения концентрации марганца по мере ослабления влияния терригенного материала

ла на осадконакопление ("пелагического сдвига" концентрации), в данном случае выраженной в вертикальном разрезе пелагических осадков.

Вблизи континента, на краю плато Блейк (скв. 390), концентрация Mn низка как в натуральных известковых осадках, так и в бескарбонатном веществе и сопоставима с величинами, характерными скорее для гемипелагических, чем для пелагических, осадков. Бедны марганцем и карбонатные "лавиновые" отложения впадины Блейк-Багама.

Сероцветные породы древней карбонатной формации содержат в натуральном виде от следов до 0,13% Mn (в среднем 0,03%), а в пересчете на бескарбонатное вещество выявляются отдельные повышенные значения (до 1,17%), достоверность которых, однако, вызывает сомнение, поскольку они получены в породах с очень высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$ . В среднем содержание марганца бескарбонатного вещества (0,28%) лишь немногим больше величин, характерных для гемипелагических глинистых осадков.

Красноцветные породы древней карбонатной формации в среднем несколько богаче марганцем (0,12%), чем сероцветные. При пересчете на бескарбонатное вещество это различие становится более очевидным. Выявляются величины до 2,5%, а среднее содержание марганца составляет 0,44%, что согласуется с представлением о пелагической природе красноцветных отложений.

Вулканокластическая формация гор Новой Англии и базальтово-граувакковая Бермудского массива характеризуются в среднем умеренно низкими концентрациями марганца - 0,21 и 0,16%, после пересчета на бескарбонатное вещество средние величины возрастают до 0,24 и 0,20% соответственно, что несколько выше содержания Mn в базальтах. В разрезах встречаются отдельные прослои с повышенным содержанием (до 3,13%), вероятно, образовавшиеся в результате диагенетического перераспределения марганца.

### Титан

Содержание титана определялось в тех же пробах, которые анализировались на Fe и Mn (см. табл. 14), что позволяет вычислить отношения  $\text{Fe}/\text{Ti}$  и  $\text{Mn}/\text{Ti}$  (или  $\frac{\text{Fe}+\text{Mn}}{\text{Ti}}$ ), показательные для выявления "избыточных" количеств этих сравнительно подвижных металлов [Страхов, 1976]. Известно, что титан в океанском осадочном цикле - один из малоподвижных элементов, и его содержание в терригенном глинистом веществе довольно постоянно. Следует иметь в виду некоторую геохимическую подвижность титана. Известно его высвобождение и переотложение при гальмиролизе гялокластитов, а также обогащение титаном рудного вещества железо-марганцевых конкреций, где его содержание коррелируется с количеством железа [Скорнякова, 1976].

В качестве эталонных для терригенного глинистого вещества в данном районе могут быть приняты анализы миоценовых гемипелагических глин (скв. 382, 385), где содержание титана почти постоянно (0,4-0,58%, в среднем 0,46%). Для характеристики вклада титана щелочно-базальтового вулканокластического материала, по-видимому, следует пользоваться анализами базальтов из вулканокластических брекчий (скв. 382, 385), где содержание титана 1-2,5%.

В породах большинства других формаций мы видим в основном разные варианты разбавления титана не содержащими его компонентами. Так, в терригенных турбидитах (скв. 382) низкие величины 0,2-0,4% обусловлены разбавлением его обломочным кварцем. В эоценовой кремнисто-глинистой толще титан (0,12-0,37%) разбавлен биогенным или аутигенным кремнеземом, так же как в формации черных глин, где содержание титана понижается в отдельных (окремнелых) слоях до 0,05-0,2%. Карбонатные породы все низко-титановые, разбавителем служит биогенный  $\text{CaCO}_3$ . В пересчете на бескарбонатное вещество содержание титана в них оказывается, как правило, близким к нормальному для терригенной глины (средние величины в пределах 0,34-0,44%).

Породы вулканокластической формации гор Новой Англии, в том числе глинистые и цеолитовые, так же как базальтово-граувакковые песчаники Бермуд-

ского массива, отличаются резко повышенной концентрацией титана, в большинстве проб от 1 до 3%, что близко к содержанию его в вулканокластических брекчиях. Верхние слои пестроцветных интервалов верхнемеловых отложений гор Новой Англии, интерпретированные нами как пелагические, отличаются от нижележащих резким уменьшением титана до содержаний, нормальных для гемипелагических глин (0,2–0,5%). Пестроцветные глины в скважинах 386, 387 и 391 также в большинстве не обогащены титаном, хотя здесь выделяются слои с повышенным содержанием титана, возможно, связанным с примесью вулканокластического материала (подробнее см. гл. V).

### Алюминий

Содержание Al мы изучали в сравнительно небольшом числе проб, главным образом для расчета генетически важных отношений с Fe, Mn и Ti (табл. 16). В целом оно контролируется теми же закономерностями разбавления терригенного глинистого вещества, что и концентрация титана. Главное отличие от последнего заключается в отсутствии высоких величин в вулканокластическом материале и продуктах его разложения. Низкое содержание алюминия в карбонатных породах (0,9–8%) становится близким к определенному в глинах после пересчета на бескарбонатное вещество. Настоящие низкоалюминиевые карбонатные породы, которые можно было бы сопоставить с низкоалюминиевыми металлоносными осадками срединно-океанских хребтов [Bostrom, 1973; Bostrom e. a., 1969], в изученных скважинах, по-видимому, отсутствуют. Красноцветные породы, внешне похожие на металлоносные, оказались, наоборот, высокоалюминиевыми по сравнению с обычными пелагическими глинами (см. гл. V).

Таблица 16

Алюминий (в % от сухого вещества) и его отношения с железом, марганцем, титаном в породах различных формаций

Скв.	Керн	Секция	Интервал, см	Al	Fe/Al	Mn/Al	Al/Ti
1	2	3	4	5	6	7	8
Гемипелагическая глинистая							
382	7	2	81–83	10,2	0,5	0,01	20,4
382	11	1	96–98	9,4	0,6	0,01	20,4
385	3	2	130–132	9,4	0,5	0,01	23,5
Средние				9,7	0,5	0,01	21,4
Терригенная турбидитная							
382	1	4	113–115	5,1	0,3	0,01	20,4
382	1	5	110–112	7,0	0,6	0,01	15,6
382	3	1	126–128	8,2	0,6	0,01	17,8
388A	2	3	0–3	6,5	0,6	0,01	10,8
Средние				6,7	0,5	0,01	16,2
Черных глин							
386	42	2	105–107	1,7	0,5	0,25	34,0
386	44	3	23,5–24,5	4,1	0,6	0,04	25,6
386	47	4	47–50	6,4	0,5	0,03	20,0
386	48	3	123–124	2,8	0,3	0,27	56,0
386	49	3	56–62	5,3	0,5	0,01	26,5
386	49	3	90–93	4,7	0,8	0,23	24,7
386	60	5	140–141	5,0	0,8	0,04	22,7
386	63	4	19–23	1,8	12,7*	3,32*	13,8

Таблица 16 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Черных глин							
386	64	2	47-48	4,6	2,0	0,01	27,1
386	64	2	79-80	1,6	12,8*	7,10*	20,0
386	64	3	22-23	3,7	1,3	0,01	16,8
386	64	3	24-25	3,9	2,1	0,01	19,5
386	65	3	104-105	4,6	2,1	0,01	18,4
387	30	1	134-140	2,5	1,2	0,01	20,8
387	34	4	96-98	4,8	0,5	0,01	21,7
387	34	4	117-119	4,6	0,6	0,01	21,7
387	35	5	0-2	6,8	0,4	0,01	21,2
387	37	2	101-103	5,1	0,6	0,01	23,2
391C	6	5	104-109	10,5	0,5	0,01	22,8
391C	7	1	16-18	10,3	0,5	0,01	21,0
391C	8	1	102-105	10,1	0,5	0,01	26,6
391C	9	2	5-8	3,8	4,4*	0,07	7,9
391C	10	1	72-74	10,0	0,4	0,01	9,4
391C	10	2	108-111	10,0	0,6	0,01	8,3
391C	10	2	108-111	9,4	0,4	0,01	7,1
Средние				5,5	0,8	0,05	21,4
Пестроцветная глинистая							
382	15	4	147-150	9,8	0,6	0,01	20,8
382	15	6	44-47	9,3	0,5	0,02	37,2
382	15	6	44-47	9,5	0,4	0,06	31,0
382	15	6	60-62	9,3	0,4	0,08	37,2
382	16	1	0-3	10,4	0,6	0,01	20,8
385	8	5	130-132	8,6	0,4	0,02	34,4
385	10	1	138-140	5,4	0,4	0,02	27,0
385	11	2	24-26	7,8	0,6	0,07	21,1
385	12	2	31-33	6,4	0,6	0,03	18,3
385	13	3	109-112	7,0	0,6	0,05	24,1
385	14	1	65-70	10,5	0,5	0,03	27,6
385	14	2	6-8	10,0	0,5	0,02	25,0
385	15	1	53-56	10,9	0,6	0,02	28,7
385	15	1	100-101	12,9	0,4	0,10	25,8
385	15	1	148-150	10,9	0,5	0,11	28,7
386	36	5	74-76	10,7	0,5	0,05	23,8
386	36	5	94-98	10,4	0,6	0,04	23,6
386	37	3	8-9	5,5	0,7	0,01	20,4
386	37	3	15-17	5,1	0,7	0,01	17,0
386	38	1	31-32	4,8	0,6	0,10	21,8
386	38	2	145-146	6,3	0,7	0,09	25,2
386	38	2	145-150	6,0	0,5	0,02	24,0
386	38	3	90-91	5,6	0,7	0,04	18,7
386	39	1	129-131	7,1	0,7	0,01	20,9
386	39	1	144-145	7,2	0,8	0,10	24,8
386	40	2	0-1	5,2	0,5	0,03	24,8
386	40	2	3-4	6,8	1,0	0,05	28,3
386	41	4	68-70	6,0	1,0	0,01	22,2
387	29	2	12-15	11,5	0,5	0,01	24,0
387	29	4	101-106	12,2	0,4	0,04	30,5
391A	21	1	47-50	9,3	0,4	0,46	8,6
391A	21	1	63-67	10,3	0,4	0,01	8,6
391A	21	1	75-79	11,5	0,4	0,07	10,1
391A	21	1	88-89	10,2	0,9	0,01	9,4

Таблица 16 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Пестроцветная глинистая							
391A	21	2	90-91	11,0	0,6	0,01	10,2
391A	21	3	93-96	8,7	0,7	0,01	20,7
391A	21	5	8-10	10,2	0,4	0,01	7,8
391C	4	1	107-110	9,5	0,5	0,01	21,1
391C	5	1	72-75	9,1	0,7	0,01	20,2
391C	6	1	56-61	9,1	0,6	0,01	22,8
Средние				8,7	0,6	0,05	22,4
Карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная)							
386	14	4	19-21	6,6	0,8	0,01	18,8
386	28	2	123-125	5,2	0,6	0,01	22,6
386	28	4	108-110	4,3	0,5	0,01	21,5
386	30	2	89-91	3,0	0,3	0,01	21,4
386	30	6	59-61	4,2	0,3	0,03	32,3
386	31	1	6-9	5,8	0,5	0,01	26,4
386	34	2	25-27	7,5	0,5	0,01	21,4
386	34	6	29-31	7,6	0,6	0,03	21,1
387	7	3	80-83	5,4	0,4	0,05	28,4
387	10	5	89-91	2,7	0,4	0,10	22,5
387	18	1	81-83	3,0	0,4	0,05	30,0
387	18	1	81-83	3,5	0,4	0,01	25,0
387	18	1	84-86	3,1	0,4	0,01	28,2
387	19	1	103-108	4,0	0,4	0,02	28,6
387	19	2	61-63	1,6	0,5	0,02	17,8
387	19	3	20-22	4,4	0,6	0,05	22,0
387	23	4	120-122	8,2	0,5	0,03	25,6
387	25	3	141-146	3,2	0,5	0,01	21,3
387	26	2	0-2	6,1	0,7	0,01	19,7
387	27	1	39-41	7,8	0,4	0,01	26,0
Средние				4,9	0,5	0,02	24,0
Древняя карбонатная (красноцветная подформация)							
391C	45	3	71-77	0,9	0,6	0,06	-
391C	46	1	139-142	6,6	0,7	0,01	22,0
391C	47	1	41-43	3,7	0,5	0,13	23,1
391C	49	2	81-83	4,7	0,9	0,01	18,1
391C	49	2	137-139	8,0	0,7	0,01	22,2
391C	49	2	137-139	7,6	0,7	0,01	18,1
391C	50	1	118-120	5,0	0,6	0,03	11,9
391C	52	2	103-106	6,8	0,6	0,01	29,6
391C	52	4	13-15	5,5	1,1	0,01	18,3
Средние				5,4	0,7	-	20,4
Древняя карбонатная (сероцветная подформация)							
387	42	1	72-75	2,4	1,0	0,01	18,5
387	50	1	35-38	8,3	0,6	0,01	13,5
391C	15	3	83-86	6,2	0,6	0,01	18,2
391C	24	1	115-117	7,6	0,4	0,01	16,5
391C	24	6	35-68	5,1	0,6	0,01	15,9
391C	26	2	63-65	2,6	0,7	0,02	20,0
391C	28	2	106-110	6,1	0,7	0,01	19,7
Средние				5,5	0,7	-	17,5

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Пелагические карбонатные формации							
387	27	6	40-42	4,8	0,3	0,02	20,0
387	28	1	131-133	6,8	0,4	0,03	32,4
390	3	1	146-148	8,4	0,6	0,01	14,0
390A	14	5	144-147	4,0	0,7	0,01	8,3
Средние				6,0	0,5	0,02	18,6
Кремнисто-карбонатная лавинная впадины Блейк-Багама							
391A	17	4	139-142	4,9	0,6	0,01	19,6
391A	20	2	54-57	6,7	0,6	0,01	22,3
391C	2	1	6-10	2,1	0,5	0,01	19,1
Средние				4,6	0,6	-	20,3
Вулканокластическая гор Новой Англии							
382	16	6	45-48	8,3	1,2	0,03	5,8
382	16	6	123-126	8,2	1,0	0,03	5,5
382	18	1	61-65	8,6	0,8	0,03	7,5
382	18	2	4-9	5,3	0,7	0,02	7,0
382	18	2	109-112	6,5	0,9	0,02	6,0
382	18	4	9-12	6,5	1,0	0,02	6,4
382	20	2	36-38	9,2	0,9	0,02	8,1
382	20	5	55-57	6,5	0,3	0,03	7,3
382	21	3	82-84	8,5	0,9	0,03	6,8
382	22	2	86-89	8,2	0,8	0,02	4,8
382	24	1	90-93	6,4	1,0	0,03	5,9
382	25	2	49-51	5,9	1,5	0,02	2,4
382	25	сс	-*	4,4	1,1	0,02	7,0
385	16	2	8-10	10,9	0,8	0,02	9,6
385	16	2	122-123	8,4	0,8	0,01	5,2
355	16	2	123-124	8,3	0,9	0,06	6,1
385	16	3	77-80	4,5	1,4	0,22	10,5
385	20	2	40-50	10,8	0,5	0,01	17,1
385	23	1	10	6,1	1,8	0,02	2,6
385	23	3	23	3,7	2,9	0,05	1,4
Средние				7,3	1,1	0,04	6,6
Базальтово-граувакковая Бермудского массива							
386	4	2	111-115	7,9	0,8	0,01	7,4
386	6	4	128-133	5,5	1,6	0,04	3,0
386	8	1	147-150	6,0	1,2	0,02	3,5
386	8	6	134-137	5,1	1,8	0,61	2,2
386	9	3	127-130	5,5	1,6	0,04	2,0
386	13	3	127-133	3,0	1,5	0,06	2,5
Средние				5,5	1,4	0,13	3,4

\*Экстремальные величины в тонких сидеритовых и манганосидеритовых про-  
слоях из расчета средних исключены.

## Характерные отношения железа, марганца, титана и алюминия

Отношения  $Fe/Ti$ ,  $Fe/Al$ ,  $Mn/Ti$  и  $Mn/Al$  позволяют оценить роль в составе осадков (пород) избыточных количеств железа и марганца (по сравнению с терригенным материалом). Мы отказались здесь от расчета титанового [Страхов, 1976] и алюминиевого [Bostrom, 1976] модулей, т.е. отношений сумм  $Fe+Mn$  к  $Ti$  и  $Al$ , так как большинство пород отличается очень низким содержанием  $Mn$ , а поведение этих двух элементов (их подвижных форм) в значительной мере независимо.

При интерпретации отношений мы исходим из того, что  $Ti$  и  $Al$  сравнительно малоподвижны не только в океанских гидротермальных процессах, что позволяет использовать их для распознавания эксталятивного вклада в осадки, но также при седиментогенезе и диагенезе. Но, как указывалось выше, титан оказывается в ряде случаев геохимически довольно подвижным, подвергается перераспределению в процессах диагенеза и гальмиролиза. Кроме того, концентрация титана сравнительно стабильна только в терригенном глинистом материале, а в вулканокластическом материале базальтового (особенно щелочно-базальтового) состава она, как мы видели, резко возрастает, что приводит к уменьшению отношений  $Fe/Ti$  и  $Mn/Ti$  даже в сильно обогащенных железом и марганцем вулканокластических породах. На отношения элементов к алюминию небольшие колебания его содержания в обломочно-глинистом материале сказываются меньше. Не отмечено пока и существенной его геохимической подвижности.

Отношение  $Fe/Ti$  (см. табл. 14) варьирует в осадочных и вулканогенно-осадочных породах изучаемого региона от очень низких величин, 2,5–4, до аномально больших, более 100, максимально до 255 в одном из сидеритовых прослоев (скв. 386). В большинстве случаев низкие значения получены в породах, обогащенных титаном (вулканокластические формации), высокие – в породах с различным содержанием железа.

В карбонатных породах, при очень низких концентрациях металлов (близких к пределу чувствительности анализа) отношения вряд ли можно считать представительными. И все же преобладание больших величин отношения  $Fe/Ti$  в сероцветной древней карбонатной подформации (скв. 391, 387) отражает, вероятно, закономерное обогащение отдельных слоев избыточным железом в форме аутигенных пирита и сидерита.

Гемипелагические глины (миоцен) характеризуются колебаниями  $Fe/Ti$  от 8,9 до 14,1 (в среднем 10,6). В пределы 8–16 укладываются величины отношения в большинстве проанализированных проб терригенных (плейстоцен) и кремнисто-глинистых (эоцен) турбидитов (средние 8,5 и 11,2), пелагических глин, карбонатных илов (среднее 10,5), кремнисто-глинистых и карбонатных пород формации гравитационных потоков (среднее 11,1), глинистых и мергельных прослоев древней карбонатной формации. Стабильность отношений может служить подтверждением связи  $Ti$  и большей части  $Fe$  с терригенным материалом, отсутствия избыточных (к нормальному для терригенного материала) количеств обоих элементов.

Лишь немного повышенные величины  $Fe/Ti$  (11–17, в среднем 13,9) встречаются в верхнеюрских красноцветных карбонатных породах. В красноцветных и пестроцветных верхнемеловых отложениях средняя величина отношения такая же (13,6), а в ряде случаев обнаружены аномально низкие значения (менее 8) за счет повышения содержания титана.

Резкое уменьшение отношения  $Fe/Ti$  (2,5–9) наблюдается при переходе от нормально-осадочных к вулканогенно-осадочным породам с базальтовым компонентом (скв. 382, 385, 386). Величины менее 4 при этом определены в "ржавых" или серых, сильно измененных вулканокластических породах, обогащенных как титаном, так и железом, тогда как базальтовые брекчии характеризуются значениями 5–8. Если считать такие пределы свойственными исходному базальтовому веществу, то приходится констатировать факт относительного обогащения титаном (по сравнению с железом) продуктов его вторичных изменений, в том числе глинистого вещества.

Широко варьирует отношение  $Fe/Ti$  в породах формации черных глин, причем именно здесь отмечаются аномально высокие его значения не на низком (как в известняках), а на повышенном уровне концентрации железа. В первую очередь это относится к нижней части разреза формации в скважине 386, где наблюдается закономерное возрастание отношения  $Fe/Ti$  в направлении к базальтовому фундаменту. Глубже 890 м во всех проанализированных пробах величина отношения  $Fe/Ti$  оказалась более 25, что в современном океане соответствует пределу выделения металлоносных осадков, обогащенных веществом эксталятивного происхождения.

Отношение  $Fe/Al$  для большинства пород составляет 0,4–0,6. В породах вулканокластических формаций оно несколько выше и изменяется от 0,8 до 1,8, а в базальтовых брекчиях – до 2,9 (см. табл. 16). В прослоях формаций черных глин (скв. 386) это отношение весьма непостоянно – от 0,3 до 12,8.

Никакого закономерного увеличения отношения  $Fe/Al$ , которое могло бы указать на присутствие металлоносных осадков, не прослеживается ни в верхнеюрских, ни в верхнемеловых красноцветных и пестроцветных отложениях, но наблюдается возрастание в нижних слоях формации черных глин скважины 386, что указывает на присутствие "избыточного" железа.

Отношения  $Mn/Ti$  и  $Mn/Al$  в большинстве изученных пород малы:  $Mn/Ti$  обычно составляет 0,1–0,2 или менее,  $Mn/Al$  – 0,01–0,03. Отдельные большие величины отношения отмечены в окисленных прослоях миоценовых гемипелагических глин ( $Mn/Ti$  до 3,6).

Закономерное же повышение отношения  $Mn/Ti$  отличает пелагические слои в разрезах разных формаций. Так, в пелагических слоях верхнего мела в скважине 385 оно варьирует в пределах 0,4–3,1, а в пелагических радиолариевых глинах и мергельных илах той же скважины – в пределах 0,3–1,6. Повышенные значения (до 3,4) определены в пелагических карбонатных породах скважины 384 и в красноцветных глинах скважин 386, 387 (0,1–2,7). Резкими колебаниями и экстремально высокими значениями  $Mn/Ti$  выделяется формация черных глин, особенно в скважине 386 (от 0,1 до 142,5). Здесь выделяется интервал (800–945 м) очень больших величин, где отношение меняется в пределах 0,8–46,0. В этих же породах отмечено высокое отношение  $Mn/Al$  (до 3,3–7,1).

Отношение  $Al/Ti$  довольно стабильное для терригенного глинистого вещества, резко уменьшается в обломочных продуктах океанского базальтового вулканизма, благодаря чему оно может служить индикатором вклада последних. Важно при этом, что низкие величины отношения сохраняются и при разложении вулканокластики. Возможно, что при детальном анализе отношение  $Al/Ti$  окажется показательным и для распознавания терригенного материала, поступающего из разных источников.

По отношению  $Al/Ti$  породы изучаемого региона распадаются на две группы: а) нормально-осадочные, не содержащие в заметных количествах базальтового вулканокластического материала или продуктов его переработки, характеризуются величиной  $Al/Ti$  15–24, а в пелагических красноцветных слоях – до 25–37; б) вулканокластические или образованные за счет продуктов разложения базальтовой вулканокластики, характеризуются резко пониженными величинами (1,4–17,1). Самые низкие величины определены в базальтовых брекчиях скважины 385 и в базальтово-граувакковых песчаниках скважины 386. Существенное уменьшение отношения  $Al/Ti$  отмечено в некоторых слоях верхнемеловых пестрых глин. Так, в скважине 391 оно равно 7,1–10,2, что, возможно, указывает на присутствие примеси базальтового вещества.

Обращает внимание наличие высоких значений отношения  $Al/Ti$  не только в высокоалюминиевых разностях пестрых глин (см. гл. V), но и в некоторых слоях формации черных глин. В скважине 386 намечается тенденция, хотя и слабая, уменьшения этого отношения вниз по разрезу в породах формации черных глин по мере увеличения металлоносности пород.

Таким образом, рассмотренные отношения отклоняются от нормальных для терригенного материала величин в основном под влиянием трех факторов:

а) базальтового вулканокластического материала и продуктов его переработки, характеризующихся своими специфическими взаимоотношениями элементов; б) вероятного эксгальтативного влияния (черные глины, скв. 386); в) "пелагических сдвигов" концентрации, связанных с окислительной средой и низкими скоростями осадконакопления.

### Фосфор

Содержание фосфора в большинстве изученных осадочных пород однообразно низкое (см. табл. 14). Средние величины в формациях гемипелагической глинистой, терригенной турбидитной, черных глин, карбонатно-кремнисто-глинистой турбидитной, а также в древней карбонатной и "лавиной" находятся в узких пределах - 0,05-0,07%, что близко к средним значениям для современных глинистых осадков [Батурин, 1978]. Минимальные концентрации в перечисленных формациях не ниже 0,02-0,03%, максимальные достигают 0,10-0,13%, а в одной пробе из металлоносных черных глин в скважине 386 (керн 57) определено 0,38% P.

Пелагические карбонатные отложения в скважинах 384 и 390 наиболее бедны фосфором (0,01-0,03%). Никаких признаков фосфатизации не обнаружено. Верхнемеловые пестрые глины содержат несколько больше фосфора: среднее содержание 0,1% близко к концентрации в современных пелагических глинах (от 0,06 до 0,15%) [Батурин, 1978], встречаются прослои с повышенной концентрацией (до 1,38%), вероятно, за счет аутигенного апатита.

Наиболее богаты фосфором вулканогенно-осадочные породы гор Новой Англи (в среднем 0,26%, максимально 0,88%) и базальтово-граувакковые песчаники Бермудского массива (в среднем 0,20%, максимально 0,28%). Относительное повышение содержания фосфора связано, очевидно, с щелочно-базальтовым составом вулканокластического материала. Отмечены, однако, также скопления аутигенного апатита.

### Микроэлементы

В породах атомно-абсорбционным методом изучалось содержание Zn, Cu, Ni, Co, Cr, а в небольшом количестве проб спектральным методом - Ba, V, Be (табл. 17). Также исследовалось методом количественного спектрального анализа содержание Sn, Mo, Ge, Cd, но оно оказалось во всех пробах ниже порога чувствительности этого метода. Различные по своим свойствам и поведению в океанском седиментогенезе перечисленные элементы позволяют уточнить геохимический облик осадочных формаций и могут служить критерием проверки некоторых генетических интерпретаций, в частности, при решении вопроса о наличии металлоносных пород эксгальтационно-осадочного генезиса.

Величины концентрации микроэлементов удобно сравнивать со средними величинами (кларками) для разных типов океанских осадков и осадочных пород земной коры.

Содержание меди варьирует в пределах от 8 до  $280 \cdot 10^{-4}\%$  (см. табл. 17). Даже редкие максимальные величины не выходят за пределы средних для пелагических осадков [Скорнякова, 1976] и намного меньше, чем концентрация меди в металлоносных илах срединно-океанских хребтов [Bostrom e.a. 1969; Dymond e.a., 1973; Лисицын и др., 1976]. В большинстве же типов пород величины концентрации меди ниже  $100 \cdot 10^{-4}\%$ , близки к величинам, обычным для гемипелагических осадков ( $50-80 \cdot 10^{-4}\%$ ), а в случае разбавления биогенным  $\text{CaCO}_3$  или кремнеземом намного ниже (до  $6 \cdot 10^{-4}\%$ ). Сравнительно обогащены медью пелагические глины и верхние (пелагические) слои пестроцветных толщ у подножий гор Новой Англи (до  $162 \cdot 10^{-4}\%$ , скв. 382, 385), а также отдельные интервалы пестроцветных глин во впадине Блейк-Багама (до  $193 \cdot 10^{-4}\%$ , скв. 391). Кроме того, наблюдаются единичные высокие значения на фоне низких величин в пелагических карбонатных формациях (до  $238 \cdot 10^{-4}\%$ , скв. 384) и в гемипелагических глинах (до  $280 \cdot 10^{-4}\%$ , скв. 382), часто совпадающие с повышением содержания марганца.

Таблица 17

Содержание микроэлементов в породах различных формаций ( $\times 10^{-4}$ , % от сухого вещества)

Керн	Секция	Интервал, см	Натуральный осадок					В пересчете на бескарбонатное вещество				
			Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Гемипелагическая глинистая												
Скв. 382												
5	2	95-07	55	109	52	**	104	=	***	=	=	=
5	3	100-102	31	106	49	-	84	=	=	=	=	=
6	1	53-55	53	116	73	-	83	=	=	=	=	=
6	1	148-150	99	104	54	-	89	=	=	=	=	=
7	2	81-83	35	106	72	22	86	=	=	=	=	=
7	6	67-69	73	142	416*	-	73	=	=	=	=	=
8	3	108-110	67	122	53	83	85	=	=	=	=	=
8	5	97-99	53	104	53	-	85	=	=	=	=	=
9	1	100-102	71	117	61	-	76	=	=	=	=	=
9	5	120-122	54	119	57	-	86	=	=	=	=	=
10	2	4-7	241*	96	51	-	88	=	=	=	=	=
11	1	96-98	31	91	46	-	87	=	=	=	=	=
11	4	76-78	33	103	70	-	88	=	=	=	=	=
12	2	90-92	40	92	51	-	81	=	=	=	=	=
12	4	103-105	63	115	83	-	80	=	=	=	=	=
13	1	34-36	36	93	62	-	73	=	=	=	=	=
13	4	59-61	280*	122	74	-	73	=	=	=	=	=
14	1	36-38	78	106	67	26	78	=	=	=	=	=
14	5	123-125	77	120	64	-	76	=	=	=	=	=
Скв. 385												
1	4	30-32	76	95	46	-	84	=	=	=	=	=
2	5	60-62	96	87	69	-	76	=	=	=	=	=
3	2	130-132	127	120	90	36	68	=	=	=	=	=
3	5	120-122	124	118	-	-	71	=	=	=	=	=
Скв. 388												
5	5	100-102	61	104	63	-	85	=	=	=	=	=
8	1	93-96	48	110	62	-	84	=	=	=	=	=
9	4	11-14	50	104	67	-	100	=	=	=	=	=
10	4	127-130	58	109	61	-	74	=	=	=	=	=
Скв. 391												
1	1	67-70	34	94	46	-	80	43	119	58	-	101
1	1	74-77	66	106	63	-	90	80	129	77	-	110
1	6	96-99	74	96	56	-	74	77	100	58	-	77
Средние			63	108	61	42	82					
Терригенная турбидитная												
Скв. 382												
1	1	59-61	30	77	47	-	89	33	85	52	-	99
1	2	60-62	27	75	44	-	68	=	=	=	=	=
1	3	126-128	14	35	21	-	32	=	=	=	=	=
1	4	90-92	19	44	31	-	42	=	=	=	=	=
1	4	113-115	16	52	25	5	40	20	64	31	6	49
1	5	127-129	28	90	54	-	102	33	106	64	-	120
1	5	110-112	29	81	67	-	98	38	105	87	-	127
1	6	40-42	20	59	43	-	46	=	=	=	=	=
2	1	60-70	19	42	33	-	40	=	=	=	=	=
2	2	90-92	9	30	30	-	44	=	=	=	=	=
2	3	48-50	24	71	46	-	69	=	=	=	=	=
2	3	64-66	23	91	54	-	83	=	=	=	=	=
2	3	92-94	15	44	29	-	40	=	=	=	=	=
3	1	126-128	43	127	66	-	116	=	=	=	=	=
3	2	35-37	20	56	47	-	61	=	=	=	=	=
3	2	100-102	31	99	58	-	100	=	=	=	=	=
3	2	147-149	24	51	28	-	40	=	=	=	=	=
4	1	80-82	33	97	65	-	99	=	=	=	=	=
5	1	96-98	34	90	59	-	104	=	=	=	=	=
Скв. 388												
1	2	Ср.	29	79	40	-	86	38	105	53	-	114
2	3	0-3	33	70	40	-	74	46	95	54	-	100
2	3	147-150	46	78	56	-	86	=	=	=	=	=
Средние			26	70	45	-	71	35	70	48	-	76

Таблица 17 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Черных глин												
Скв. 386												
45	5	84-88	67	78	68	20	44	=	=	=	=	=
47	4	47-50	110	140	180	78	54	=	=	=	=	=
49	3	56-62	56	67	80	5	44	=	=	=	=	=
50	3	35-36	60	100	410	180	20	200	333	1365	599	67
51	2	68-69	71	65	286	132	84	=	=	=	=	=
53	1	120-121	30	58	170	86	48	38	74	218	110	61
54	4	100-101	78	116	165	72	96	181	269	383	167	223
55	2	59-60	14	86	76	34	20	=	=	=	=	=
56	5	143-144	62	78	116	28	48	122	154	229	55	95
57	6	23-26	66	160	246	36	56	141	342	526	77	120
59	4	57-60	125	275	310	72	66	194	426	480	112	102
60	5	140-141	134	220	110	50	94	=	=	=	=	=
64	2	47-48	58	160	100	6	40	=	=	=	=	=
64	3	22-23	34	80	75	38	82	=	=	=	=	=
64	3	24-25	75	70	80	24	35	=	=	=	=	=
65	3	104-105	80	135	245	36	196	=	=	=	=	=
Скв. 387												
30	1	134-140	148	168	318	5	57	=	=	=	=	=
33	2	40-45	42	51	68	8	40	=	=	=	=	=
34	2	103-106	12	45	80	10	20	=	=	=	=	=
35	5	0-2	44	42	40	10	52	=	=	=	=	=
36	1	71-73	23	50	38	16	64	=	=	=	=	=
37	3	101-103	49	65	190	6	56	=	=	=	=	=
Скв. 391												
6	5	104-109	240	146	126	25	90	=	=	=	=	=
7	1	16-18	146	140	84	22	72	=	=	=	=	=
8	1	102-105	89	146	105	13	80	=	=	=	=	=
9	2	5-8	28	85	120	36	42	=	=	=	=	=
10	1	72-75	235	-	-	-	-	=	=	=	=	=
10	2	108-111	85	-	-	-	-	=	=	=	=	=
10	2	108-111	90	-	-	-	-	=	=	=	=	=
Средние			81	109	149	40	63	113	159	248	75	84
Пестроцветная глинистая												
Скв. 382												
15	5	10-12	100	156	113	25	80	=	=	=	=	=
15	6	44-47	146	150	83	17	118	=	=	=	=	=
15	6	44-47	155	150	82	14	120	=	=	=	=	=
15	6	60-62	160	148	86	18	120	=	=	=	=	=
16	1	0-3	50	148	152	68	85	=	=	=	=	=
Скв. 385												
8	5	130-132	162	98	104	30	50	=	=	=	=	=
9	1	103-105	152	94	80	-	56	=	=	=	=	=
10	1	130-132	38	83	61	-	82	=	=	=	=	=
11	2	16-18	33	116	65	-	119	=	=	=	=	=
12	2	15-17	38	65	53	-	85	62	105	86	-	-
12	2	31-33	39	87	100	30	100	54	121	139	42	139
13	2	30-39	41	98	80	38	100	59	140	114	54	143
13	3	109-111	35	85	52	34	108	51	124	76	50	158
13	4	144-147	39	85	74	46	120	49	107	93	58	151
14	1	68-70	73	117	106	34	85	=	=	=	=	=
14	2	6-8	72	118	74	50	132	=	=	=	=	=
15	1	53-55	126	140	140	46	90	=	=	=	=	=
15	1	100-101	105	120	135	75	82	=	=	=	=	=
15	1	148-150	104	120	146	105	85	=	=	=	=	=
Скв. 386												
36	5	74-76	96	148	156	85	86	=	=	=	=	=
36	5	94-98	57	112	120	85	130	=	=	=	=	=
38	1	26-32	76	75	66	50	70	=	=	=	=	=
38	2	145-146	70	82	95	38	46	=	=	=	=	=
38	2	149-150	67	90	73	30	48	=	=	=	=	=
38	3	90-91	45	54	46	37	35	=	=	=	=	=
39	1	129-131	75	100	82	52	56	=	=	=	=	=
39	1	144-145	120	100	97	70	64	=	=	=	=	=
40	2	0-1	41	78	51	34	70	=	=	=	=	=
40	2	3-1	45	90	112	58	50	=	=	=	=	=
Скв. 387												
29	2	12-15	45	120	101	19	93	=	=	=	=	=
29	4	101-106	100	118	90	20	98	=	=	=	=	=

Таблица 17 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Скв. 391												
21	1	47-50	193	-	-	-	-	=	-	-	-	-
21	1	65-67	63	-	-	-	-	=	-	-	-	-
21	1	75-79	85	-	-	-	-	=	-	-	-	-
21	2	88-89	103	-	-	-	-	=	-	-	-	-
21	2	90-91	26	-	-	-	-	=	-	-	-	-
21	55	8-10	45	-	-	-	-	=	-	-	-	-
Средние			82	108	93	45	86					
Карбонатно-кремнисто-глинистая												
Скв. 385												
4	2	50-52	42	64	39	-	71	=	=	=	=	=
5	4	100-102	100	78	88	-	47	=	=	=	=	=
Скв. 386												
14	1	1-5	35	68	18	-	62	42	82	22	-	74
14	4	19-21	78	134	80	50	132	=	=	=	=	=
15	2	81-85	23	41	21	-	64	31	55	28	-	86
17	1	132-135	12	22	10	-	22	19	34	16	-	34
18	2	37-39	29	10	222	-	40	-	-	-	-	-
34	2	25-27	25	62	31	7	110	-	-	-	-	-
Скв. 387												
2	2	80-82	118	107	64	-	96	=	=	=	=	=
3	2	130-132	81	121	63	-	86	=	=	=	=	=
6	3	70-73	96	110	70	-	81	=	=	=	=	=
7	3	80-83	123	50	37	-	64	=	=	=	=	=
10	1	146-150	52	24	64	-	52	-	-	-	-	-
13	1	104-106	40	75	40	-	91	44	83	44	-	101
16	3	58-60	40	35	45	16	40	50	44	56	10	50
23	4	120-122	70	90	20	66	-	-	-	-	-	-
25	3	144-146	21	47	6	10	100	=	=	=	=	=
27	1	39-41	50	108	64	16	135	=	=	=	=	=
Средние			58	71	57	20	76	64	80	48	-	83
Древняя карбонатная (красноцветная подформация)												
Скв. 391												
45	3	71-77	15	14	40	12	12	79	75	212	64	64
46	1	139-142	20	76	102	32	86	23	86	116	36	97
47	1	41-43	16	52	72	24	35	-	-	-	-	-
49	2	137-139	68	80	132	27	130	73	88	144	30	148
49	2	137-139	74	76	126	33	90	91	93	155	40	113
50	1	118-120	46	54	75	23	38	80	95	131	41	67
52	2	103-106	65	96	118	45	88	80	117	144	54	108
Средние			43	64	85	28	68	71	92	150	44	100
Древняя карбонатная (сероцветная подформация)												
Скв. 387												
40	2	52-54	66	95	80	12	66	200	288	242	36	200
42	1	72-75	90	145	80	42	90	238	384	212	111	238
44	1	71-75	8	24	60	5	20	84	251	628	52	209
46	1	86-88	8	12	54	5	38	145	218	981	91	690
48	1	119-121	12	20	54	5	38	203	339	915	85	644
49	5	45-50	67	40	60	14	30	164	98	147	34	74
50	1	35-38	92	80	98	58	410*	-	-	-	-	-
Скв. 391												
24	1	115-117	45	103	90	20	100	72	165	144	32	160
24	6	55-58	43	75	76	17	66	-	-	-	-	-
26	2	63-65	22	15	78	12	30	40	26	132	27	51
Средние			45	61	73	19	53	143	221	425	581	283
Пелагические карбонатные												
Скв. 384												
1	2	28-30	52	20	34	-	24	130	50	85	-	60
2	2	90-92	39	22	34	-	22	83	47	72	-	47
2	5	118-120	45	61	30	-	37	94	127	62	-	77
3	1	110-112	52	48	46	-	40	121	112	107	-	93
4	3	88-90	46	54	34	-	88	98	115	72	-	187
4	5	122-124	49	50	33	-	28	129	132	87	-	74
4	6	114-115	238*	68	83	310*	20	-	-	-	-	-
5	1	100-102	27	28	8	-	14	128	133	38	-	67
6	2	117-120	52	44	32	-	18	179	152	110	-	62
7	3	16-18	32	22	34	-	42	152	105	162	-	200

Таблица 17 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Пелагические карбонатные												
8	2	83-85	56	32	36	-	28	233	133	150	-	117
9	3	37-39	62	45	29	-	23	148	102	69	-	55
10	6	30-32	43	46	42	-	29	138	148	135	-	93
11	2	82-84	27	23	26	-	40	75	64	72	-	111
11	4	97-99	34	50	30	-	38	113	166	100	-	126
12	5	117-119	30	30	26	-	31	83	83	72	-	86
13	2	86-88	17	23	27	-	20	100	135	159	-	118
13	5	88-90	17	22	21	-	18	154	200	191	-	163
14	2	92-94	14	11	18	-	19	155	122	200	-	211
15	2	15-17	24	21	44	-	18	300	262	550	-	225
Скв. 387												
27	6	40-42	40	53	60	16	88	82	108	122	33	179
28	1	131-133	52	98	75	20	115	86	162	124	33	190
Скв. 389												
1	2	50-52	56	57	135	-	24	254	254	614	-	109
Скв. 390												
1	1	132-134	18	21	21	-	14	120	140	140	-	93
3	1	68-70	31	115	50	-	74	41	153	66	-	100
3	1	146-148	25	100	32	-	100	33	130	107	-	130
4	1	135-139	36	91	46	-	78	49	124	63	-	106
4	2	102-104	36	111	97	-	81	76	236	206	-	172
5	1	78-82	31	78	54	-	66	66	116	115	-	140
5	1	146-148	15	33	17	-	24	71	157	81	-	114
1	1	137-141	15	34	30	-	20	68	154	136	-	91
14	5	144-147	20	72	74	20	44	42	153	156	44	93
Средние			35	49	44	19	41	116	138	143	37	119
Кремнисто-карбонатная лавинная (впадина Блейк-Багама)												
Скв. 391А												
4	1	12-15	6	10	10	-	16	67	111	111	-	78
5	1	70-73	19	28	20	-	30	127	187	133	-	200
6	1	73-77	16	24	41	-	23	109	164	261	-	157
Средние			14	21	24	-	23	101	154	168	-	145
Вулканокластическая гор Новой Англии												
Скв. 382												
16	1	94-98	80	114	134	52	75	88	126	149	58	83
16	4	99-105	60	130	58	58	115	=	=	=	=	=
16	6	45-48	96	215	102	40	200	=	=	=	=	=
16	6	123-126	70	106	80	38	70	75	113	86	41	75
17	1	102-104	70	92	45	41	78	=	=	=	=	=
17	4	115-119	51	98	65	50	78	=	=	=	=	=
17	5	79-81	31	92	38	34	50	=	=	=	=	=
18	1	61-65	46	102	72	36	40	49	109	77	38	43
18	2	4-9	37	65	65	24	45	64	112	112	42	78
18	2	109-112	35	82	50	30	42	46	108	66	40	55
18	4	9-12	63	90	53	34	80	79	113	67	43	101
19	4	20-25	52	92	53	33	70	57	101	58	36	77
20	2	36-38	35	97	43	28	50	=	=	=	=	=
20	5	55-57	60	86	50	38	72	=	=	=	=	=
21	3	82-84	42	124	50	43	80	=	=	=	=	=
22	2	120-122	33	80	45	42	40	=	=	=	=	=
22	3	148-150	37	94	56	54	60	=	=	=	=	=
23	2	33-35	15	90	60	43	140	=	=	=	=	=
24	1	90-93	46	70	210	42	172	67	101	304	61	249
25	сс	-	26	56	130	42	180	42	91	212	68	293
Скв. 385												
16	2	8-10	96	152	82	34	92	=	=	=	=	=
16	3	77-80	90	148	160	92	85	=	=	=	=	=
20	2	40-50	48	89	122	44	125	84	155	212	77	218
23	1	128-134	69	112	118	74	310	=	=	=	=	=
23	3	142-150	55	126	96	54	220	=	=	=	=	=
Средние			54	104	81	44	103	65	113	134	50	120

Таблица 17 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Базальтово-граувакковая Бермудского массива												
Скв. 386												
4	2	111-115	77	138	139	-	138	"	"	"	"	"
4	4	124-129	58	168	80	-	98	87	252	120	-	147
5	2	46-50	72	150	116	-	148	-	-	-	-	-
6	4	128-133	82	88	83	-	150	-	-	-	-	-
8	1	147-150	82	104	65	-	60	97	123	77	-	71
12	4	8-10	82	111	110	-	148	-	-	-	-	-
13	3	127-133	60	90	113	58	200	100	150	189	97	334
Средние			73	121	101	-	134	95	175	129	-	184

\* Экстремальные величины из расчета средних исключены, \*\* Знак "-" не определялся, \*\*\* Знак "=" содержание  $\text{CaCO}_3$  меньше 10%.

Сведения о поведении цинка в современном океанском седиментогенезе довольно скудные и противоречивые. Известно, что в гемипелагических глинах его обычно меньше, чем в пелагических. Так, пелагические глины разных литолого-фациальных типов в Тихом океане содержат в среднем  $140-180 \cdot 10^{-4}\%$  Zn, а гемипелагические – около  $85 \cdot 10^{-4}\%$  [Скорнякова, 1976]. С другой стороны, однако, имеются указания на повышение концентрации цинка вместе с органическим веществом, т.е. в условиях восстановительной среды. Заметно обогащены цинком металлоносные илы Восточно-Тихоокеанского поднятия, где его среднее содержание, по данным разных авторов, составляет от  $290 \cdot 10^{-4}$  до  $380 \cdot 10^{-4}\%$  [Лисицын и др., 1976], а особенно сульфидные фации металлоносных илов Красного моря [Bischoff, 1969]. Цинк концентрируется в пелагических железомарганцевых конкрециях (в среднем до  $830 \cdot 10^{-4}\%$ ) [Скорнякова, 1976].

В изученных нами породах содержание цинка варьирует от 10 до  $275 \cdot 10^{-4}\%$ . Никаких значительных аномалий не обнаружено. Относительно обогащены цинком некоторые слои черных глин в скважинах 386, 387 и 391. Здесь намечается две тенденции. С одной стороны, содержание цинка выше в верхних частях разреза, где черные глины контактируют или переслаиваются с красными и пестрыми (скв. 386, 391). В сходной ситуации обнаружены высокие концентрации цинка непосредственно под верхнемеловыми пестрыми глинами в скважине 105 [Lancelot e.a., 1972], где найдены кристаллы аутигенного сфалерита. С другой стороны, концентрация цинка повышается (до  $275 \cdot 10^{-4}\%$ ) в нижней части разреза формации черных глин в скважине 386 над базальтовым фундаментом.

Закономерное, хотя и небольшое по величине, увеличение концентрации цинка отмечено в породах вулканокластической формации скважины 385, но почти не выражено в аналогичных породах скважины 382.

Никель – это один из типичных металлов, концентрирующихся в железомарганцевых конкрециях и пелагических глинах современного океана, где он тесно коррелируется с Mn [Скорнякова, 1976]. В сероцветных (редуцированных) гемипелагических осадках никеля, как и марганца, обычно очень мало. Так, средняя концентрация Ni в современных пелагических осадках Тихого океана составляет  $221 \cdot 10^{-4}\%$ , а в гемипелагических –  $82 \cdot 10^{-4}\%$  [Скорнякова, 1976]. Резко повышенное содержание Ni наблюдается в металлоносных осадках срединно-океанских хребтов [Bostrom e.a., 1969; Лисицын и др., 1976]. По сравнению с терригенным материалом никелем обогащены базальты и вулканокластические продукты базальтового состава.

В изученных нами формациях все сероцветные низкомарганцевистые породы бедны никелем (менее  $100 \cdot 10^{-4}\%$ ). В пелагических слоях, в том числе в красноцветных карбонатных породах верхней юры, в пестроцветной верхнемеловой формации, в коричневых пелагических глинах и радиоляриевых глинах, наблюдается некоторое повышение концентрации никеля (до  $156 \cdot 10^{-4}\%$ ). Немножко обогащены никелем (после пересчета на бескарбонатное вещество) пе-

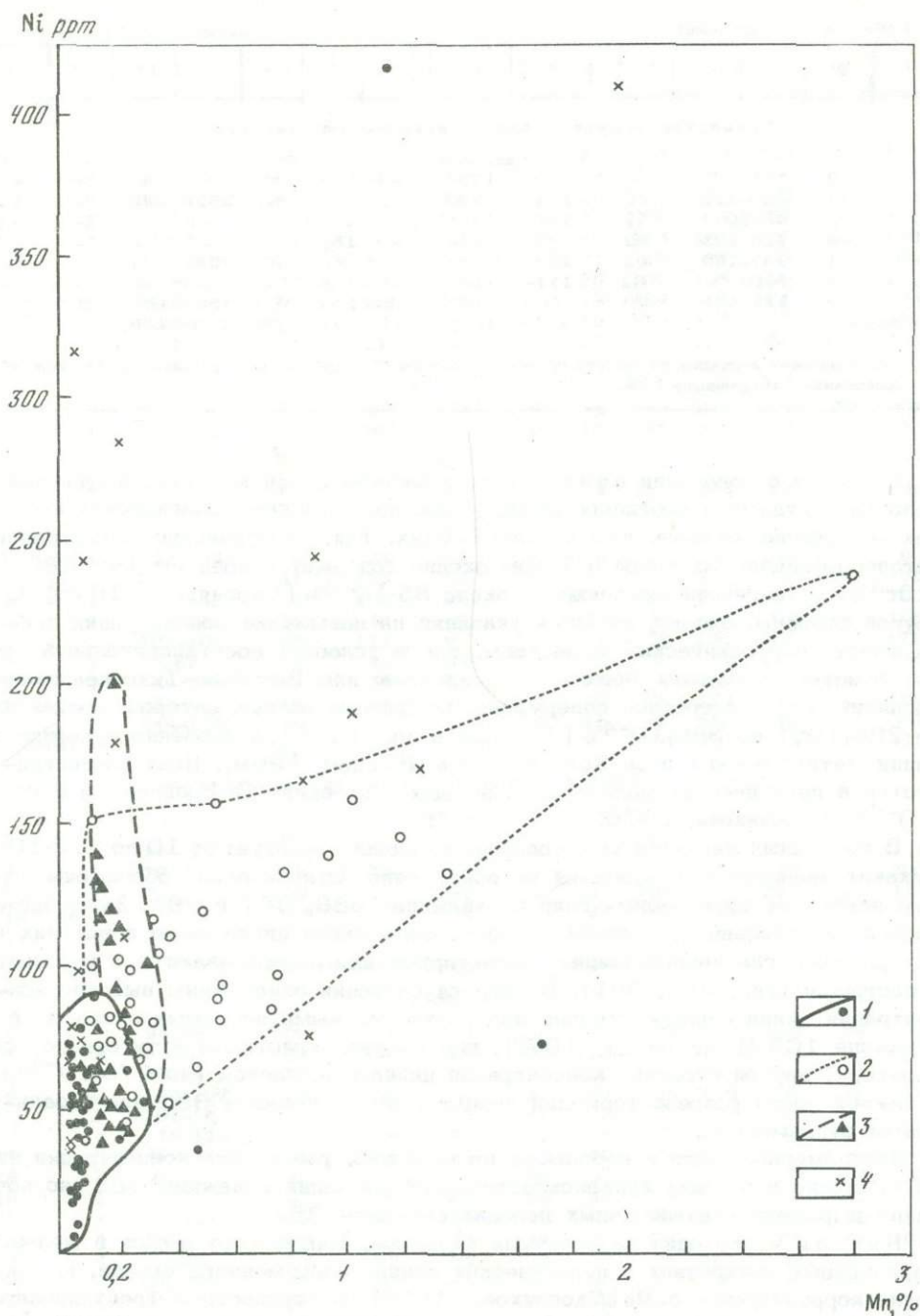


Рис. 18. Связь никеля и марганца в породах северо-западной части Атлантического океана

1 - гемипелагические осадки; 2 - пелагические осадки (включая пестроцветные глины); 3 - вулканокластические осадки (включая туфоглины); 4 - черные глины

лагические карбонатные породы плато Блейк (до  $614 \cdot 10^{-4}\%$ ) и хребта Джаномалии (до  $550 \cdot 10^{-4}\%$ ). В пелагических отложениях Ni коррелирует с Mn (рис. 18). Максимальные величины относятся к поверхности размыва (неотложения) на современном дне, где были обнаружены железо-марганцевые конкреции.

Никелем слегка обогащены (до  $160 \cdot 10^{-4}\%$ ) отдельные слои вулканокластических формаций, но в целом содержание его в этих продуктах преобразо-

вания базальтового вулканокластического материала неожиданно низко (менее  $100 \cdot 10^{-4}\%$ ), намного ниже, чем в базальтовых брекчиях ( $210 \cdot 10^{-4}\%$ ), особенно в менее измененных разностях последних. Очевидно, при преобразовании (выветривании, гальмиролизе) базальтовой вулканокластике никель интенсивно выносятся.

Четко вырисовывается тенденция обогащения никелем той части формации черных глин (скв. 386), которая лежит над базальтовым фундаментом и имеет, как указывалось выше, признаки металлоносных осадков. Высокие величины концентрации Ni (до  $310 \cdot 10^{-4}\%$ ) определены здесь, как правило, в высокомарганцовистых породах. Формация черных глин, взятая в целом, не обнаруживает корреляции между Ni и Mn (см. рис. 18).

Анализ кобальта в нашем распоряжении гораздо меньше, чем других микроэлементов (см. табл. 17). Величины концентрации в подавляющем большинстве проб низкие, находятся в пределах, обычных для терригенных осадков (от  $10 \cdot 10^{-4}$  до  $40 \cdot 10^{-4}\%$ ), и значительно меньше средних для пелагических осадков [ $60-90 \cdot 10^{-4}\%$ ; Скорнякова, 1976]. Исключения составляют лишь единичные пробы пелагических карбонатных осадков (скв. 384) и пестрых глин (скв. 385), где содержание его достигает  $100 \cdot 10^{-4}\%$  и даже  $300 \cdot 10^{-4}\%$ . Небольшое увеличение содержания кобальта получено в металлоносных слоях формации черных глин (скв. 386), где отмечены повышенные концентрации Ni, Cu и Zn.

Хром в океанском седиментогенезе связан главным образом с обломочными минералами, особенно с вулканокластическим материалом базальтового состава. Среднее содержание Cr в современных гемипелагических и пелагических осадках примерно одинаково — от 60 до  $110 \cdot 10^{-4}\%$  [Скорнякова, 1976]. Наши данные, полученные в породах, не содержащих продуктов преобразования базальтового вулканокластического материала, находятся в этих пределах или ниже (там, где имеет место разбавление карбонатами или кремнеземом). Отдельные более высокие величины (до  $200 \cdot 10^{-4}\%$ ) обнаруживаются после пересчета на бескарбонатное вещество в пелагических карбонатных формациях плато Блейк (скв. 390) и хребта Джи-аномалии (скв. 384), а также в мелоподобных известняках формации гравитационных потоков владены Блейк-Багама (скв. 391).

Сравнительно богаты хромом (до  $310 \cdot 10^{-4}\%$ ) базальтовые брекчии гор Новой Англии (скв. 382, 385), и в базальтово-граувакковых песчаниках Бермудского массива (скв. 386) концентрация его также повышенная (до  $200 \cdot 10^{-4}\%$ ). Отдельные пробы с содержанием в пределах от 115 до  $200 \cdot 10^{-4}\%$  встречаются и в цеолитово-глинистых слоях вулканокластических формаций гор Новой Англии, но в целом эти пестроцветные породы удивительно бедны хромом ( $40-80 \cdot 10^{-4}\%$ ). Обычно его даже меньше, чем в гемипелагических глинах. Если эти породы образованы, как мы предполагаем, из продуктов преобразования базальтового вулканокластического материала, то, вероятно, происходил значительный вынос Cr из исходного вещества (см. гл. V).

Таким образом, содержание изученных микроэлементов в большинстве осадочных формаций находится в пределах, обычных для океанских гемипелагических и пелагических осадков. Заметные аномалии обнаруживаются только в породах с базальтовым вулканокластическим материалом и в нижней части формации черных глин в скважине 386, где по совокупности данных предполагаются металлоносные фации, испытавшие влияние подводных эксталяций.

### Изменения химического состава пород в разрезах скважины

На графиках (рис. 19, вкл.) сопоставлены результаты определения Fe, Mn, Ti, Al, Zn, Cu, Ni, Co и Cr, а также некоторые характерные их отношения в наиболее детально изученных скважинах 43-го рейса [Murdmaa e.a., 1979a], а на рис. 20 в виде столбчатой диаграммы показаны вариации концентраций Fe и Ti в породах скважины 391 [Murdmaa e.a., 1978]. Помимо охаракте-

ризованных выше особенностей поведения отдельных элементов в породах разных формаций, эти графики показывают более наглядно изменения геохимических характеристик по разрезам, а по форме кривых можно судить о связях между элементами.

В скважинах 382 и 385, пробуренных у подножий гор Новой Англи (см. рис. 19, а, б, вкл.), геохимические данные четко отражают переходы от терригенных отложений плейстоценовой турбидитной и миоценовой гемипелагической глинистой формаций к верхнемеловым пестроцветным глинистым и вулканокластическим формациям.

В скважине 382 в верхнем интервале терригенных турбидитов наблюдаются небольшие по амплитуде, но резкие колебания в близко расположенных пробах концентрации железа и микроэлементов, а также отношения  $Fe/Ti$ . Ход кривых сходен и указывает на общую причину изменения концентрации — разбавление терригенным кварцем. Переход от турбидитной к гемипелагической формации сопровождается небольшим увеличением содержания железа, алюминия и микроэлементов, а также отношений  $Fe/Ti$  и  $Al/Ti$ . Кроме того, на монотонном фоне появляются отдельные резкие, согласующиеся между собой отклонения в сторону высоких концентраций  $Fe$ ,  $Mn$  и  $Ni$ , в меньшей степени те же пробы обогащены медью и цинком. Такие отклонения, очевидно, связаны с перераспределением металлов при диагенезе и их выпадением из раствора в составе карбонатных (сидерит-родохрозитовых) конкреционных новообразований. Видны также резкие пики на графике распределения меди, не отражающиеся на графиках других элементов.

Граница гемипелагических глин с нижележащими пестроцветными глинами и породами вулканокластической формации выражена в виде резкой ступени на всех графиках, но эта ступень различна по характеру. Графики  $Al$ ,  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Zn$ , отношений  $Fe/Ti$  и  $Al/Ti$ , в меньшей степени  $Fe$  и  $Mn$  отклоняются в сторону больших величин в верхних (невулканических) слоях; а на графиках  $Ti$ ,  $Fe/Al$  и  $Cr$  прослеживается обратная тенденция. Все графики показывают в этих слоях значительные колебания величин. Основная ступень повышения концентрации  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Cr$  и уменьшения отношений  $Al/Ti$ ,  $Fe/Ti$  расположена несколько глубже, на переходе к глинисто-вулканокластическим слоям. В последних на общем фоне повышенных величин видны сравнительно небольшие колебания  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ , отношения  $Fe/Al$  и согласные с ними, но обратные по знаку отклонения отношения  $Fe/Ti$ . Отмечено сходство формы кривых  $Zn$  с  $Cr$ ,  $Ni$  с  $Co$  и  $Mn$  в верхней половине вулканокластического разреза.

В скважине 385 (см. рис. 19, б, вкл.) под интервалом химически однородных гемипелагических глин залегает слой эоценовых пелагических радиоляриевых глин, для которых характерно пониженное содержание  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Cr$ , вероятно, за счет "разбавления" биогенным кремнеземом, и несколько повышенное —  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Ni$ , что свидетельствует о переходе от гемипелагических осадков к пелагическим окисленным. Нижележащие цеолитсодержащие глины и известковистые глины верхнего мела — палеоцена, отнесенные к пестроцветной глинистой формации, отличаются при колебаниях небольшой амплитуды повышением содержания  $Fe$  и  $Mn$ , менее отчетливо повышается концентрация  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $Al$ .

Графики  $Fe$ ,  $Mn$  и отношения  $Fe/Ti$  имеют черты сходства. Переход к вулканокластической формации отмечен повышением содержания  $Ti$ , отношения  $Fe/Al$ , в меньшей мере  $Zn$ ,  $Co$ ,  $Ni$ , понижением концентрации  $Al$ ,  $Cu$ , отношения  $Al/Ti$ . Самые нижние горизонты, представленные брекчиями, показывают значительное повышение содержания  $Fe$ ,  $Ti$ , отношения  $Fe/Al$  и  $Cr$  и понижение содержания  $Al$ ,  $Mn$ , отношений  $Fe/Ti$  и  $Al/Ti$ .

На графиках геохимических показателей для скважины 386 (см. рис. 19, в, вкл.) по повышенным величинам  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ , отношения  $Fe/Al$ , в меньшей мере  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ , и пониженным —  $Fe/Ti$ ,  $Al$ ,  $Al/Ti$  отчетливо выделяется интервал базальтово-граувакковых турбидитов. Переход к нижележащим эоценовым кар-

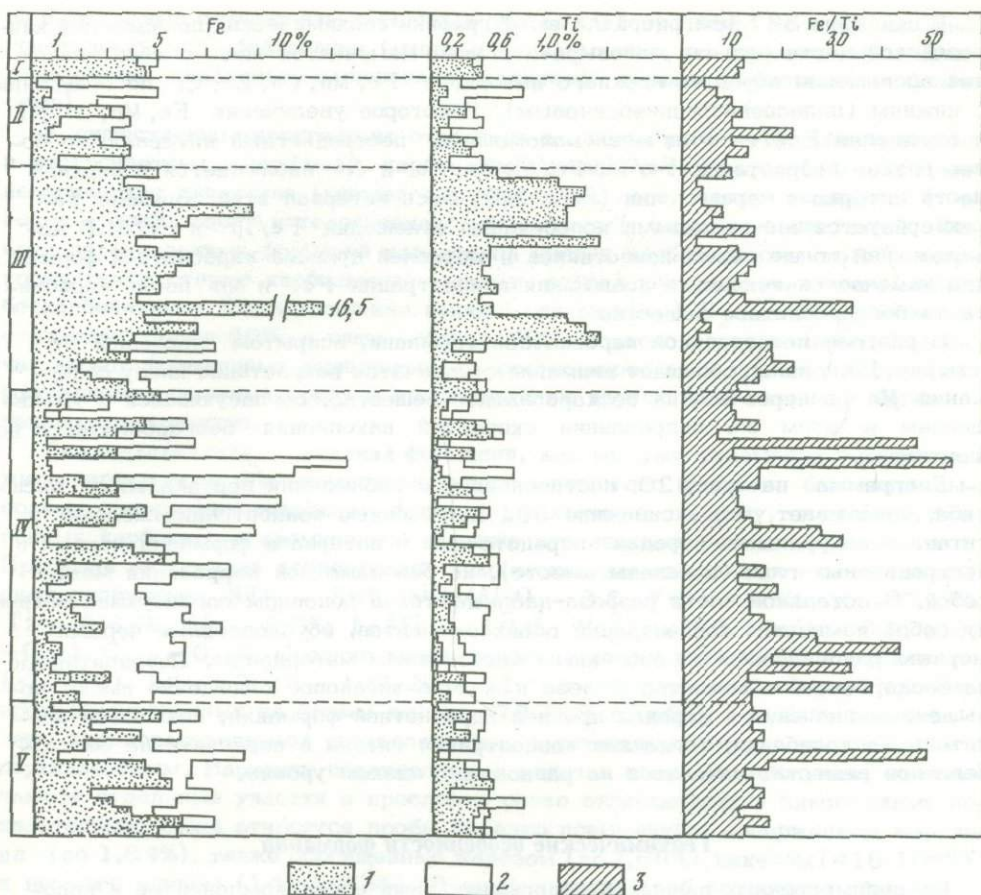


Рис. 20. Содержание железа и титана в осадочных формациях впадины Блейк-Багама (скв. 391)

Формации: I - гемипелагическая глинистая; II - кремнисто-карбонатная лавинная; III - черных глин; IV - древняя карбонатная (сероцветная); V - древняя карбонатная (красноцветная); 1 - в натуральном осадке; 2 - в пересчете на бескарбонатное вещество; 3 - отношение Fe/Ti

бонатно-кремнисто-глинистым турбидитам выражен обратными соотношениями: концентрации всех изученных элементов, кроме Al, уменьшаются с сохранением сходства формы кривых, а графики отношений Fe/Ti и Al/Ti, а также Al показывают тенденцию возрастания величин при значительных незакономерных колебаниях. Интервал верхнемеловой пестроцветной глинистой формации отмечен возрастанием концентраций Fe, Mn, в меньшей мере всех остальных элементов, приведенных на графиках. Кроме отсутствия разбавления биогенным и аутигенным кремнеземом, это связано с переходом к пелагической обстановке осадконакопления.

Особого внимания заслуживает разрез формации черных глин в этой скважине. При резких колебаниях большой амплитуды здесь наблюдается закономерное возрастание сверху вниз сначала марганца, а затем железа и отношений Fe/Ti и Fe/Al при постоянстве Ti, Al, Cr. Вместе с марганцем, хотя и не повторяя полностью хода кривой, увеличивается содержание кобальта и особенно никеля. При почти параллельном ходе кривых возрастает сверху вниз также содержание цинка и меди. Таким образом, по ряду признаков выявляется тенденция металлоносности черных глин, залегающих непосредственно на базальтовом "фундаменте".

В скважине 387 (см. рис. 19,з, вкл.) графики геохимических показателей кайнозойской части разреза маловыразительны. Намечается лишь слабая тенденция обогащения пород ее верхнего интервала Fe, Mn, Cu, Zn, Cr по сравнению с нижним (палеоцен-среднеэоценовым). Некоторое увеличение Fe, Mn, Al, Ni и отношения Fe/Ti отличает маломощный пестроцветный интервал, но более резкое возрастание Fe/Ti, Fe/Al, Zn, Cu и Ni наблюдается в верхней части интервала черных глин (кern 30). Весь интервал этой формации характеризуется значительными колебаниями отношений Fe/Ti и Fe/Al. В нижележащей толще серых известняков и мергелей древней карбонатной формации намечается тенденция повышения концентрации Fe и Mn после пересчета на бескарбонатное вещество.

В разрезе пелагической карбонатной формации, вскрытом скважиной 384 (см. рис. 19,д, вкл.), обращает внимание ступенчатое возрастание к низу содержания Mn в пересчете на бескарбонатное вещество, согласующееся с уменьшением в этом же направлении скоростей накопления бескарбонатного вещества.

Диаграмма на рис. 20, построенная без соблюдения вертикального масштаба, показывает, что в скважине 391 повышенные концентрации железа и титана в натуральных породах сосредоточены в интервале формации черных и пестроцветных глин (показаны вместе), но без заметной корреляции между собой. В остальной части разреза наблюдаются в основном согласующиеся между собой изменения концентрации обоих элементов, обусловленные неравномерным разбавлением их биогенным карбонатным материалом. Пересчитанные на бескарбонатное вещество железо и железо-титановое отношение имеют повышенные значения в породах древней карбонатной формации, показывая значительные колебания, тогда как концентрация титана в пересчете на бескарбонатное вещество находится на равномерно низком уровне.

### Геохимические особенности формаций

Из рассмотренных данных о содержании химических компонентов в породах северо-западной части Атлантического океана можно сделать некоторые выводы о геохимической специфике формаций, отражающей условия их накопления и постседиментационного преобразования. Наиболее резкие отличия общего химического состава наблюдаются, естественно, при сравнении карбонатных и всех некарбонатных формаций, вместе взятых. Биогенный карбонат кальция, содержание которого достигает 99%, служит столь сильным "разбавителем", что нередко полностью маскирует закономерные вариации других компонентов. Пересчет на бескарбонатное вещество и расчет отношений между отдельными компонентами позволяет исключить это разбавляющее влияние и выявить различия между отдельными карбонатными формациями, но при высокой карбонатности точность анализов не обеспечивает надежности подобных пересчетов.

Среди некарбонатных формаций отчетливо выделяются своими геохимическими особенностями ассоциации пород, образованные за счет перемыва и преобразования базальтового вулканокластического материала - продуктов внутриокеанского вулканизма. Им противопоставляются породы и их ассоциации, образованные в основном из терригенного вещества (глинистого, обломочного), генетически связанного с континентами. Определенную специфику вносит присутствие в значительных количествах биогенного кремнезема, хотя он редко становится преобладающим осадкообразующим компонентом.

Существенным оказывается влияние постседиментационных процессов, начиная с раннедиагенетических оксиредукционных (приводящих к миграции железа, марганца и ряда малых элементов), вплоть до эпигенетического окремнения и гидротермальных преобразований. Такие преобразования проявляются в отдельно взятых формациях неравномерно, часто не согласуясь с формационными границами. Их нельзя считать, строго говоря, признаками формаций, хо-

тя в отдельных случаях сам первичный состав предопределяет те или иные эпигенетические преобразования (например, окремнение, по существующим представлениям связанное с перераспределением первично биогенного кремнезема).

К существенно терригенным относятся в данном регионе формации черных и пестроцветных глин (мел), карбонатно-кремнисто-глинистая (эоцен), гемипелагическая глинистая (миоцен - плейстоцен), пелагическая глинистая (олигоцен - плейстоцен) и терригенная турбидитная (плиоцен - плейстоцен). Для всех перечисленных формаций характерна низкая карбонатность, хотя в некоторых присутствуют карбонатные прослои, всегда количественно подчиненные бескарбонатным. Соответственно высоко содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , в сумме слагающих более 50%, а чаще - более 70% валового состава пород. Различия между формациями выявляются по соотношению этих главных составляющих алюмосиликатных пород и по содержанию других количественно подчиненных компонентов.

Гемипелагическая глинистая формация, как мы уже указывали, может служить своего рода эталоном терригенного глинистого вещества благодаря высокому содержанию глинистых фракций, практически полному отсутствию биогенных карбоната и кремнезема, а также вулканокластических компонентов. Присущие ей средние концентрации химических элементов и отношений между ними следующие:  $\text{SiO}_2$  - 58%,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  - 3,5, Fe - 4,68%, Mn - 0,14%, Ti - 0,47%, Al - 9,7%; Fe/Ti - 10,6, Mn/Ti - 0,3, Fe/Al - 0,5, Mn/Al - 0,01,  $C_{\text{орг}}$  - 0,3%. Средние концентрации малых элементов составляют ( $\times 10^{-4}\%$ ): Cu - 63, Zn - 108, Ni - 61, Co - 42, Cr - 82. В двух пробах, проанализированных на формы железа, 78-88% от общего железа представлены труднорастворимым трехвалентным, а остальные - труднорастворимым двухвалентным. Вариации перечисленных величин в целом небольшие, но встречаются отдельные участки и прослои с резко отличающимися химическими показателями. Сюда относятся пробы с резко повышенным содержанием марганца (до 1,64%), также обогащенные железом (до 7,68%), никелем ( $416 \cdot 10^{-4}\%$ ) и немного цинком ( $142 \cdot 10^{-4}\%$ ). В шлифах таких проб встречены обильные выделения кристаллов аутигенного карбоната родохрозит-манганосидеритового ряда. Очевидно, мы имеем здесь дело с диагенетическим концентрированием реакционноспособных форм названных элементов.

Олигоцен-плейстоценовые пелагические глины отличаются от гемипелагических более низким содержанием  $C_{\text{орг}}$  (менее 0,1%) и окисленностью подвижных форм Fe и Mn. Впрочем, родохрозит обнаружен и в пелагических глинах, так что степень их окисленности, очевидно, невысокая.

Терригенные турбидиты по двум полным силикатным анализам глинистых слоев отличаются от гемипелагических глин только повышенным содержанием CaO и потерь при прокаливании, обусловленным их небольшой карбонатностью. Соответственно несколько понижены концентрации других компонентов, кроме  $\text{K}_2\text{O}$ , связанного с увеличением содержания слюды. В целом турбидиты (включая обогащенные песчано-алевритовым материалом прослои) обеднены железом, титаном и алюминием за счет разбавления обломочным кварцем, но богаче марганцем, чем гемипелагические глины. Небольшое увеличение Mn можно объяснить менее полным его выносом в процессе диагенеза при быстром захоронении в процессе турбидитной седиментации, а также наличием в разрезе захороненных окисленных слоев. Заметно меньше отношение Al/Ti (в среднем 16,2), что, вероятно, указывает на повышение роли обломочных титаносодержащих минералов по отношению к алюминийсодержащим глинистым. Малые элементы содержатся в турбидитах примерно в тех же количествах и взаимоотношениях, как и в гемипелагических глинах.

Формация черных глин геохимически специфична и внутренне неоднородна. В ней имеются породы и их разновидности с весьма широкими вариациями концентрации практически всех изученных химических компонентов, начиная от  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $C_{\text{орг}}$  и кончая микроэлементами. При этом разнообразии все же удается выявить некоторые закономерные геохимические тенденции. Кро-

ме различий, связанных с повышенной карбонатностью части пород, наличие окремнение значительных по мощности толщ, а также обогащение железом, марганцем и рядом малых элементов той части формации, которая залегает непосредственно на базальтовом фундаменте (скв. 386).

Из проанализированных проб только две, представляющие формацию в наиболее приконтинентальном районе (скв. 391), по полным силикатным анализам сходны с нормальными глинами. Все остальные оказались обогащенными  $\text{SiO}_2$ , обедненными  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в них колеблется в пределах 5,3–27,2, указывая на большую долю "избыточного" по сравнению с глинами кремнезема, лишь отчасти объяснимого присутствием биогенных остатков (радиолярий, спикул). Природа окремнения и источник "избыточного" кремнезема в первично глинистых осадках пока не выяснены. Можно лишь предположить, что кремнезем (халцедон) заполняет поровое пространство глин, не изменяя соотношения других породообразующих компонентов.

В неокремненных бескарбонатных разностях черных и зеленовато-серых глин наблюдаются обычные для гемипелагических глинистых осадков содержания железа (3,5–5%), марганца (0,01–0,03%), титана (0,3–0,5%), алюминия (9,5–10,5%) и соответственно их отношений:  $\text{Fe}/\text{Ti}$  порядка 10–12,  $\text{Mn}/\text{Ti}$  обычно менее 0,1,  $\text{Fe}/\text{Al}$  – 0,4–0,6,  $\text{Al}/\text{Ti}$  – 21–27.

Особо выделяются повышенной титанистостью (1–1,3%) некоторые коричневые, черные и серые алевритистые прослои в керне 10 скважины 391С. В окремненных породах железистость, содержание титана и алюминия понижены ( $\text{Fe}$  – 0,8–3%,  $\text{Ti}$  – менее 0,3%, минимально 0,04%,  $\text{Al}$  – 1,6–5,1%). При этом наблюдаются небольшие изменения в соотношениях элементов; обычно возрастает  $\text{Fe}/\text{Ti}$  до 17–25 и  $\text{Al}/\text{Ti}$  до 34.

Уменьшается содержание  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ti}$  и  $\text{Al}$ , естественно, и в карбонатных прослоях, но пересчет на бескарбонатное вещество, как правило, обнаруживает заметно повышенную железистость (5–8%), а часто марганцовистость (до нескольких процентов). Соответственно возрастают величины отношений  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$  к титану и алюминию. Избыточные железо и марганец входят в состав диагенетических карбонатных минералов родохрозит-сидеритового ряда, кристаллы которых обнаружены в шлифах этих пород. Фазовый анализ показывает повышенное содержание подвижных двухвалентных форм  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$ .

Если обогащенные карбонатами железа и марганца прослои в скважинах 387 и 391 редки и носят спорадический характер, то в нижней части формации черных глин в скважине 386 наблюдается систематическое, причем значительное, возрастание концентрации  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$ , сопровождающееся повышением содержания ряда малых элементов. Эта тенденция металлоносности становится очевидной, по нашим анализам, начиная с керна 48 (797 м), где встречен обогащенный марганцем (родохрозитом) мергель (3,75%  $\text{Mn}$  в пересчете на бескарбонатное вещество). Особенно высоко содержание  $\text{Mn}$  в кернах 49–59 в интервале глубин 800–907 м (среднее из 12 анализов 2,47%). Этот же интервал, преимущественно мергельный, характеризуется повышенным содержанием железа (до 7,18), меди (до  $200 \cdot 10^{-4}\%$ ), цинка (до  $426 \cdot 10^{-4}\%$ ), кобальта (до  $599 \cdot 10^{-4}\%$ ) и никеля (до  $1365 \cdot 10^{-4}\%$ ) – все в пересчете на бескарбонатное вещество. Железистость еще выше в нижней части разреза (керны 63–65), но марганцовистые слои здесь встречаются редко. Не наблюдается и существенного обогащения малыми элементами. Среднее содержание железа для всего металлоносного интервала равно 7,4%, что значительно выше средних величин для терригенных глинистых осадков.

Возникает вопрос, имеются ли при таком разнообразии какие-либо геохимические показатели, общие для всей формации черных глин. К числу таких показателей относится повышенное содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$ , наличие прослоев с высокой его концентрацией. Обогащенность органическим веществом и обусловленная им резко восстановительная среда диагенеза находят отражение в

формах элементов переменной валентности: это единственная из изученных формаций, содержащая в ощутимых количествах двухвалентные железо и марганец в составе аутигенных минералов — карбонатов родохрозит-сидеритового ряда (легкорастворимые  $Fe^{+2}$  и  $Mn^{+2}$ ) и пирита. В некоторой степени с обилием органического вещества и связанной с ней диагенетической подвижностью, по-видимому, обусловлена также резкая изменчивость содержания Fe, Mn, Zn, Cu, Ni, Co, хотя систематическое обогащение ими нижних слоев скважины 386, очевидно, связано с гидротермальным воздействием на породы или осаждением в виде эксгальационно-осадочных металлоносных осадков вблизи осевой зоны древнего срединно-океанского хребта.

Верхнемеловая *пестроцветная глинистая* формация отличается химически как от нижележащих черных глин, так и от неогеновых гемипелагических глин. Среди них выделяются разности с повышенным содержанием алюминия и другие — кремнезема. Породы несколько обогащены железом (в среднем 5,1%), марганцем (в среднем 0,37%) и малыми элементами при резкой изменчивости содержания на коротких интервалах. Преобладание красноцветных разностей с крайне низким содержанием органического вещества предопределяет почти полное отсутствие восстановленных форм подвижных Fe и Mn и местами значительную долю их окисленных форм от суммарной концентрации элементов.

Палеогеновая *карбонатно-кремнисто-глинистая* турбидитная формация преимущественно сероцветная, восстановленная, но в нее входят также коричнево-серые и светло-коричневые разности пелагического облика. Породы обогащены кремнеземом, величины отношения  $SiO_2/Al_2O_3$  во всех проанализированных пробах больше 4, достигая 25,2. Избыточный кремнезем опаловый (биогенный) и тридимит-кristобалитовый (аутигенный). Содержание всех остальных компонентов пониженное примерно пропорционально возрастанью кремнистости, поэтому отношения Fe/Al и Al/Ti здесь мало отличаются от типичных для гемипелагических глин. Концентрации изученных микроэлементов также низкие, хотя наблюдается незначительное обогащение некоторых слоев цинком (до  $123 \cdot 10^{-4}\%$ ) и медью (до  $134 \cdot 10^{-4}\%$ ). Кремнезем, как и  $CaCO_3$ , очевидно, служат "разбавителями" для компонентов, связанных с глинистым веществом.

*Вулканокластические* (базальтовые в своей основе) толщи, базальто-граувакковая формация подножия Бермудского массива и глинисто-вулканокластическая подножий гор Новой Англии, отличаются от преимущественно терригенных прежде всего повышенной титанистостью. В первой из названных содержание титана составляет в среднем 1,55% (максимально 2,77%), во второй — 1,45% (максимально 2,74%). Породы также заметно обогащены железом (в среднем 6,66 и 7,26%, максимально 10,92%). Наблюдается довольно отчетливая корреляция между титаном и железом, указывающая на их геохимическую связь (рис. 21), чего не наблюдается в железистых породах металлоносных черных глин.

Из-за высокой титанистости величины отношения Fe/Ti и Al/Ti очень малы, тогда как Fe/Al явно повышено (в среднем 1,1 для района гор Новой Англии и 1,4 для пород района Бермудского массива).

Железо преимущественно трехвалентное, со значительной долей легкорастворимых его форм (свободных гидроокислов?). Не более 27% от общего железа, а обычно меньше, составляет неподвижное двухвалентное железо, очевидно, заключенное в обломочных частицах, не подвергшихся вторичному окислению. Большинство вулканокластического материала полностью окислено либо в процессе гальмиролиза, либо при поствулканическом гидротермальном изменении вулканокластитов.

Изучение микроэлементов не обнаруживает каких-либо четких закономерных черт, присущих породам, генетически связанным с измененной базальтовой вулканокластикой. Некоторое повышение хрома (до  $300 \cdot 10^{-4}\%$ ) относится к сравнительно грубозернистым породам с менее измененным базальтовым материалом, тогда как глины даже обеднены хромом по сравнению с

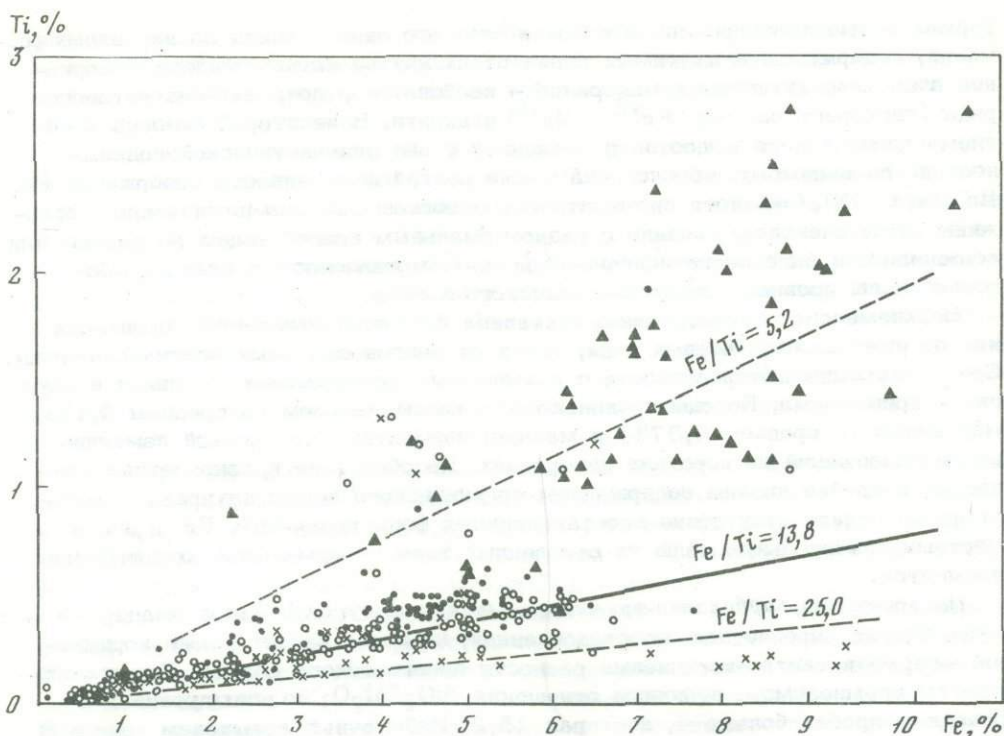


Рис. 21. Связь железа и титана в разных формациях северо-западной части Атлантического океана

Условные обозначения см. на рис. 18

гемипелагическими. То же относится к концентрации никеля и, по-видимому, цинка, в отдельных случаях несколько повышенных.

Формации, сложенные преимущественно карбонатными породами, наряду с общими для всех их проявлениями "разбавляющего" влияния биогенного  $\text{CaCO}_3$  обнаруживают существенные различия в соотношениях других химических компонентов и в формах их нахождения.

В древней карбонатной формации бескарбонатное вещество несколько обогащено кремнеземом по отношению к алюминию ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3,9-4,7$ ), а во многих случаях также железом и марганцем, особенно по отношению к титану и алюминию. Отношения  $\text{Al}/\text{Ti}$  близки к наблюдаемым в гемипелагических глинах, хотя отмечается значительный диапазон крайних величин (16-30). Пересчет на бескарбонатное вещество выявил относительную обогащенность пород формации никелем и хромом, а в скважине 387, где она залегает на базальтовом фундаменте, резко повышена концентрация всех микроэлементов, особенно никеля, до  $915 \cdot 10^{-4}\%$ . Следует, однако, учесть, что самые большие значения получены в высококарбонатных породах, для которых пересчет мало надежен.

Красноцветная и сероцветная подформации заметно отличаются друг от друга геохимически. Последняя относительно обогащена органическим веществом, имеет минералогические и химические признаки восстановительной среды раннего диагенеза: присутствуют пирит и карбонаты родохрозит-сидеритового ряда, фазовым анализом обнаружено значительное содержание двухвалентного железа, в том числе в подвижных формах. В красноцветной подформации очень мало органического вещества, в составе общего железа резко доминируют трехвалентные нерастворимые формы, здесь в основном гематит, подвижное двухвалентное железо, а также  $\text{Mn}^{+2}$  обнаружены только в серых прослоях.

Пелагические карбонатные породы характеризуются после пересчета на бескарбонатное вещество низкими или сходными с гемипелагическими глина-

ми величинами содержания железа (в среднем 4,26%). В собственно пелагической формации хребта Джи-аномалии наблюдаются обычные для пелагических осадков концентрации марганца (0,12-0,91%, в среднем 0,42%, в одной пробе с марганцевыми стяжениями до 7,32%), тогда как в приконтинентальных осадках (плато Блейк) содержание Mn низкое (0,02-0,41%, в среднем 0,13%). В среднем содержание микроэлементов после пересчета на бескарбонатное вещество несколько повышенное (Cu -  $101 \cdot 10^{-4}\%$ , Ni -  $154 \cdot 10^{-4}\%$  и Zn -  $162 \cdot 10^{-4}\%$ ) по сравнению с гемипелагическими, а также пестрыми глинами. Характерно выравнивание величин концентрации этих трех элементов в отличие от глинистых осадков, где цинка обычно значительно больше, чем никеля и меди, и от древней карбонатной формации, относительно обогащенной никелем.

*Карбонатная лавинная* формация впадины Блейк-Багама бедна железом, марганцем, титаном, алюминием, даже после пересчета на бескарбонатное вещество, за счет разбавляющего влияния биогенного кремнезема, так как отношения Fe/Ti, Al/Ti и Fe/Al близки к определенным в гемипелагических глинах. Содержание микроэлементов в пересчете на бескарбонатное вещество в среднем сходно с определенным для пелагических карбонатных пород.

## КРАСНОЦВЕТНЫЕ И ПЕСТРОЦВЕТНЫЕ СЛОИ В РАЗРЕЗАХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В разрезах осадочного чехла окраин океанов преобладают сероцветные отложения, раннедиагенетическая стадия преобразования которых протекала в условиях восстановительной реакции среды, созданной микробиологическим разложением органического вещества. Это в первую очередь разнообразные терригенные и биогенно-терригенные осадки приконтинентальных фаций (Мурдмаа, 1979б), содержащие повышенные количества  $C_{орг}$  и аутигенные минералы редукционной зоны — пирит, сидерит, родохрозит, глауконит. Реакционноспособные формы железа и марганца в них находятся в восстановленном состоянии, высшие окислы отсутствуют.

Мезозойские и кайнозойские формации северо-западной части Атлантического океана сложены преимущественно сероцветными (от светло-серых до черных) породами. Но среди них встречаются отчетливые слои красных, коричневых и пестроцветных осадков, образовавшихся в условиях окислительной среды седиментации и диагенеза. Появление таких глубоководных красноцветных слоев указывает на резкие изменения условий в древних бассейнах седиментации, маркируя важные палеогеографические события в истории Атлантики. Относительно подробное изучение этих слоев, главным образом по материалам 43-го и 44-го рейсов "Гломара Челленджера", приводит автора к выводу о связи красноцветных осадков с перерывами или замедлениями осадконакопления, в свою очередь обусловленными изменениями палеогеографической и палеоокеанологической ситуации.

С 11-го рейса "Гломара Челленджера" [Hollister, Ewing et al., 1972] известно о двух главных красноцветных интервалах мезозойского разреза северо-западной Атлантики: 1) верхнеюрских красных, розовых, коричневых известняков и мергелей; 2) верхнемеловых пестрых (полосчатых — коричневых, красных, желтых и серых разных оттенков) глин и алевролитистых глин. Оба интервала были вскрыты в скважине 391С, пробуренной в котловине Блейк-Багама в 44-м рейсе "Гломара Челленджера", при участии автора [Sheridan et al., 1978; Мурдмаа, 1976]. Верхнемеловые пестрые глины были описаны в скважинах 382, 385, 386 и 387 на дне Северо-Американской котловины в 43-м рейсе [Tucholke, Vogt et al., 1979; Мурдмаа, 1976]. В скважине 390 на краю плато Блейк (44-й рейс) вскрыты пестрые и коричневые мелоподобные известняки апт-альбского возраста, а в скважине 384 на вершине подводной гряды у подножия Ньюфаундленда — коричневые и полосчатые мелоподобные известняки кампана и маастрихта. Сходные по облику и возрасту пестроцветные осадки были встречены в ряде скважин, пробуренных на восточной окраине Атлантического океана.

Кроме того, к красноцветным следует отнести олигоцен (?)—плейстоценовые пелагические глины южной части Северо-Американской котловины, накопление которых продолжается и в настоящее время. Близки к ним и некоторые слои палеогеновых пелагических известковых и кремнисто-глинистых осадков.

Автор отобрал в 43-м и 44-м рейсах "Гломара Челленджера" серию проб специально с целью изучения природы красноцветных и пестроцветных осадков, в первую очередь мезозойских. Результаты химических и минералогичес-

ких анализов этих проб были приведены в предыдущих главах и опубликованы в первичных отчетах Проекта глубоководного бурения [Murdmaa e.a., 1978, 1979]. Используются также опубликованные данные по их минералогии [Zemmelis e.a., 1972; Flood, 1978; Koch, Rothe, 1979; Pastouret e.a., 1978] и геохимии [Lancelot e.a., 1972].

В данной главе обобщены по возможности все имеющиеся сведения об этих специфических осадочных образованиях с целью выявить палеогеографические причины их возникновения.

### Литология, стратиграфическое положение и скорости осадконакопления

*Верхнеюрские* красные известняки и мергели Атлантического океана были впервые описаны в кернях скважин 99, 100 и 105 в 11-м рейсе "Гломара Челленджера" [Lancelot e.a., 1972]. В скважине 105 они залегают непосредственно на базальтовом фундаменте подножия континентального склона Северной Америки, заполняя впадины резко расчлененного рельефа коренного ложа, а в двух других скважинах подстилаются зеленовато-серыми известняками келловей-оксфордского возраста. Мощность красноцветной подформации 40-70 м. Скважина 391С в котловине Блейк-Багама была закончена в красных мергелях на расстоянии примерно 250-350 м от фундамента. Сейсмопрофили показывают, что между забоем скважины и фундаментом имеется по крайней мере еще один отражающий горизонт, скорее всего свидетельствующий о смене красных мергелей какими-то другими породами [Benson, Sheridan e.a., 1978].

Во всех скважинах красные известняки и мергели, по-видимому, без перерыва перекрыты толщей слоистых серых, оливково-серых до почти черных известняков, мергелей и известковистых аргиллитов титона - неокома (сероцветной подформации). Возраст красноцветной пачки по немногочисленным микропалеонтологическим датировкам от оксфорд-киммериджского до раннетитонского [Hollister, Ewing e.a., 1972; Benson, Sheridan e.a., 1978]. Редкие и недостаточно точные датировки не позволяют определить истинные скорости накопления этих отложений в деталях. Средняя скорость в скважине 105 оценивается в 6 м/млн. лет, что значительно меньше скорости накопления вышележащих серых известняков [Hollister, Ewing e.a., 1972] и соответствует величинам, обычным для пелагических карбонатных осадков [Лисицын, 1974].

Верхнеюрские красноцветные отложения представлены переслаиванием известняков (70-93%  $\text{CaCO}_3$ ), мергелей (30-70%  $\text{CaCO}_3$ ) и известковистых аргиллитов (14-30%  $\text{CaCO}_3$ ). Мощности отдельных слоев, часто обнаруживающих ритмичность в разрезе, обычно 1-5 см (до 20-30 см). Внутри слоев наблюдается иногда резко выраженная упорядоченная микрослойчатость. Контакты отчетливые, но, как правило, имеют характер постепенных переходов. Описаны случаи волнистой и косой микрослойчатости, типичные для деятельности придонных течений, а также оползневая плейчатость, косая слоистость и брекчиевидность, градационная текстура турбидитов. Породы окрашены в различные оттенки красного цвета - от бледно-розовых (известняки) до темных кирпично-красных (глинистые слои) - с подчиненным количеством серых или зеленовато-серых прослоев, прожилков и линз. Известняки крепкие, аргиллиты довольно мягкие, заметно рассланцованные, частично это плотные глины. Встречаются тонкие прослои, обогащенные терригенным (слюдисто-кварцевым) алевроитом. В породах нередко раковины и аптихи аммонитов.

Карбонатное вещество во всех разновидностях пород пелитоморфное. В известняках оно перекристаллизовано, образуя плотную микрокристаллическую структуру с редкими остатками биоморфной структуры кокколитов, реже - фораминифер. В более глинистых породах перекристаллизация проявлена слабо и сохранилась первичная биоморфная структура наннопланктона. В шифах обнаруживаются редкие полностью раскристаллизованные в халцедон, а также замещенные кальцитом скелеты радиолярий. В красных аргиллитах обильны тончай-

шие чешуйки гематита, в серых прослоях отмечаются обильные фюзенизированные растительные остатки [Lancelot e.a., 1972; Benson, Sheridan e.a., 1978; наши данные].

*Вернемеловые* пестроцветные породы широко распространены в Атлантическом океане по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта. Они встречены практически во всех скважинах, где присутствуют глубоководные отложения соответствующего возраста, таким образом отражая какие-то палеогеографические особенности позднемелового этапа развития бассейна седиментации в целом.

На дне Северо-Американской котловины (скв. 386, 387), на подножии континентального склона (скв. 101, 105) и на дне котловины Блейк-Багама (скв. 391А, 391С) маломощные слои пестрых или красновато-коричневых глин и аргиллитов залегают на толще черных и зеленовато-серых обогащенных органическим веществом глин апт-сеноманского возраста. Контакты красных слоев с черными и серыми резкие, но переход между двумя пачками, по-видимому, постепенный, отмечен неоднократным переслаиванием сероцветных и красноцветных глин. Отдельные красные и пестрые слои встречаются внутри толщи черных глин значительно ниже зоны перехода, среди апт-альбских отложений (скв. 391С, керн 10).

Среди описываемых отложений преобладают тонкие бескарбонатные глины, иногда пластичные, но чаще не размокающие, переходящие в аргиллиты. В скважине 386 к востоку от Бермудских островов красные и пестрые аргиллиты (глины) занимают в общей сложности интервал мощностью 55 м (керны 35-41), из которых верхние 19 м (керны 35-36) представлены красными, темно-красными или красновато-коричневыми однородными аргиллитами (около 90% глинистой составляющей) с марганцевыми микроконкрециями. Следующие 29 м составляют пестроцветные цеолитовые аргиллиты (керны 38-40) - желтовато-коричневые, серовато-коричневые и красные с редкими сантиметровыми "обесцвеченными" светло-зеленовато-серыми прослоями. На контакте с нижележащими черными глинами залегают (керн 41) 7-метровая пачка чередующихся красных и зеленовато-серых аргиллитов, почти не содержащих цеолитов. Во всех разностях аргиллитов встречены лишь следы терригенных обломочных минералов (кварца). В скважине 387 к западу от Бермудских островов над толщей черных глин вскрыто 5 м темных красновато-коричневых и кирпично-красных аргиллитов, содержащих примесь цеолитов.

На подножиях подводных гор Новой Англии (скв. 382, 385) вскрыта толща базальтовых брекчий, градационно-слоистых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с глинами и мергелями, содержащими вулканокластический материал и цеолиты. Среди этих пород преобладают коричневые и пестроцветные.

В скважине 382 выделяется три слоя пестроцветных полосчатых глин (аргиллитов), алевролитистых глин и глинистых алевролитов (алевролитов) мощностью от 4 до 99 м, разделенных в разрезе базальтовыми брекчиями, известняками и голубовато-серыми цеолитовыми глинами. В них чередуются четко очерченные полосы разных оттенков коричневого и красновато-коричневого цвета с подчиненным количеством светло-серых (обесцвеченных) осадков. Как глины, так и алевролиты в большинстве случаев тонкослойчатые, нередко наблюдается косая и перекрещивающаяся слойчатость, местами развита пятнистость, видны следы роющих организмов. Самый первый слой верхнего пестроцветного интервала (около 3-4 м в керне 15) отличается от остальной части разреза незначительным содержанием вулканокластических компонентов, высоким содержанием глинистой составляющей (около 90%) и ее терригенным составом. В скважине 385 выделяется аналогичный верхний, преимущественно невулканический, слой красновато-коричневой литифицированной глины (аргиллита) мощностью, измеренной по керну, не менее 6 м, а по пробуренному интервалу - около 25 м, содержащей прослой измененного вулканического пепла (?). Ниже вскрыты цеолитовые глины с обильным вулканокластическим материалом, базальтовые брекчии, песчаники, алевролиты [Tucholke, Vogt e.a., 1979].

В скважине 105 [Hollister, Ewing e.a., 1972; Lancelot e.a., 1972] примерно 50-метровый слой яркополосчатых пестрых глин, алевролитистых глин, цеолитовых глин с прослоями цеолитовых и кварцевых алевролитов лежит над толщей обогащенных органическим веществом черных и серых глин нижнего мела.

Верхнемеловые пестрые глины перекрыты, обычно с существенными стратиграфическими перерывами, различными по составу и возрасту сероцветными глубоководными осадками: миоцен-плиоценовыми терригенными гемипелагическими глинами (скв. 105, 106, 382), маастрихтскими мергелевыми илами и известковистыми глинами (скв. 385, 387), нижнеэоценовыми кремневыми аргиллитами (скв. 387), нижнемиоценовыми турбидитами (скв. 391). Между пестроцветными пачками и вышележащими отложениями никакой видимой связи нет.

Почти полное отсутствие микропалеонтологических остатков в пестрых глинах препятствует точной датировке этих слоев и определению скоростей осадконакопления. По редким находкам плохо сохранившихся остатков фораминифер и кокколитов в отдельных прослоях установлено, что возраст их позднемиоценовой, по большинству датировок — кампанский — маастрихтский. По палеонтологически охарактеризованным выше- и нижележащим отложениям возможный возрастной интервал широк — от апта до палеоцена, а в других местах и до миоцена. В большинстве случаев все же удается его сузить до пределов позднего мела или до промежутка между концом сеномана и поздним маастрихтом.

В скважине 105 по динофлагеллатам [Habib, 1972], найденным в самых верхах и в основании пестроцветной пачки, определен возраст последней в интервале от сеномана до начала палеогена (?).

В эти промежутки геологического времени укладываются крупнейшие стратиграфические перерывы, охватывающие во многих скважинах десятки миллионов лет. Палеонтологические данные не позволяют судить о том, какую именно часть времени между надежными датировками занимают перерывы, а какую — накопление красных и пестроцветных глин. Во всяком случае ничто не противоречит предположению, что само накопление этих своеобразных осадков шло прерывисто. Образование маломощных слоев, вероятно, чередовалось с длительными этапами отсутствия осадконакопления или размыва.

Вычисленные средние скорости накопления глин поэтому мало надежны и справедливы только для частей разрезов. В скважине 382 для верхней невулканической части верхнемелового разреза (кампан — маастрихт) определена скорость осадконакопления 2 м/млн. лет, вулканогенно-осадочная толща под ней накапливалась со средней скоростью около 12 м/млн. лет. В скважине 385 средняя скорость для всей верхнемеловой толщи оценивается в 10 м/млн. лет, но и здесь нижняя, вулканокластическая, часть разреза отложилась, вероятно, гораздо быстрее верхней, невулканической. В скважине 386 сравнительно быстрое (18 м/млн. лет) осадконакопление в позднем сеномане сменилось медленным (2,2 м/млн. лет) в маастрихте. В скважине 387 средняя скорость около 5 м/млн. лет характеризует весь кампан-маастрихтский разрез [Tucholke, Vogt e.a., 1979]. Если определение палеогенового возраста верхов пестроцветной пачки в скважине 105 соответствует истине, то средняя скорость ее накопления будет равна 1,4 м/млн. лет, однако здесь, как и в других местах, в интервал времени между сеноманом и началом палеогена укладывается, вероятно, несколько перерывов.

Интересно отметить, что пестроцветные и коричневые интервалы встречаются также в разрезах меловых карбонатных пород — пелагических (нанопланктонных) известковых илов и мелоподобных известняков, вскрытых бурением на плато Блейк (скв. 390, 392) и на хребте Джи-аномалии (скв. 384), где они отлагались заведомо выше критической глубины карбонатакопления. В скважине 390 альб-аптские пестрые нанопланктонные илы (чередование цветных полос — красновато-коричневых, красных, желтых, бледно-коричневых, розовых, белых разных оттенков) залегают несогласно на мелководных ниже-

меловых известняках и несогласно, с перерывом, перекрыты светлыми — белыми или бледно-коричневыми — высокоизвестковыми нанноплактонными илами позднекампанского — маастрихтского возраста. В данном случае оттенки и густота окраски осадков коррелируются с соотношением глинистой и карбонатной составляющей осадков: темные красные слои содержат 30–53%  $\text{CaCO}_3$  (среднее 39%), в светло-коричневых карбонатность варьирует от 34 до 83% (среднее 63%), а в светло-серых и белых — от 72 до 95%. Мощность пестрой пачки около 23 м, а средняя скорость ее накопления 1 м/млн. лет, что значительно меньше скорости накопления вышележащих илов [Benson, Sheridan e.a., 1978].

В скважине 392А, пробуренной также на краю плато Блейк, пестроцветные, хотя и бледно окрашенные (желтые, бледно-коричневые, розовые), пелагические известковые илы позднекампанского возраста подстилаются темно-серыми мергельными илами раннего альба — возможными гомологами нижнемеловых черных глин.

В скважине 384 [Tucholke, Vogt e.a., 1979] выделяется палеоценовый интервал мягких мелоподобных известняков палеоцена, характеризующийся наличием в нижней части, близ контакта с маастрихтскими известняками сходного состава, коричневых пятен и полос, чем несколько напоминает пестроцветные пачки. Скорость накопления палеоценовых отложений составляет 7,5 м/млн. лет, что значительно меньше, чем скорости осадконакопления в эоцене, но выше маастрихтских. Более близко напоминают пестроцветные интервалы комки мергельного нанноплактонного ила коньяк-сантонского возраста, обнаруженные непосредственно над нижнемеловыми мелководными известняками. Эти илы должны были отложиться в ходе опускания хребта в позднем мелу и скорее всего близки к поверхности предмаастрихтского перерыва осадконакопления.

Таким образом, пестроцветные и красноцветные пачки, хотя и различаются по составу, возрасту и скоростям накопления, имеют ряд общих черт: приуроченность к стратиграфическим перерывам, уменьшение скорости накопления по сравнению с выше- и нижележащими отложениями, отсутствие остатков микроорганизмов с кремневым скелетом (радиолярий). Как правило, они маркируют в разрезе эпохи резкой смены условий осадконакопления, разделяя отличные друг от друга формации. Красноцветные и пестроцветные отложения в целом не связаны с базальтовым вулканизмом, хотя могут залегать на базальтовом фундаменте или на вулканокластических породах.

### Геохимические особенности

Результаты химических анализов красноцветных и пестроцветных слоев обсуждалась выше, в главе IV, вместе с данными по другим осадкам. Здесь мы попытаемся выявить генетически важные отличительные особенности геохимии этих слоев. Следует напомнить, что именно геохимические данные послужили И. Лансело и его соавторам [Lancelot e.a., 1972] основанием для сопоставления как верхнеюрских, так и верхнемеловых красных и пестрых глин, встреченных в кернах 11-го рейса "Гломара Челленджера", с металлоносными осадками эксталятивно-осадочного генезиса. Критический пересмотр геохимических данных этих авторов, их сопоставление с нашими результатами должны, как нам кажется, служить проверкой названной гипотезы.

*Верхнеюрские* красные известняки, мергели и мергелистые аргиллиты анализировались в кернах скважины 391. Они оказались заметно обогащенными железом: в пересчете на бескарбонатный материал содержание его колеблется в пределах 4,78–7,75% (среднее из 14 образцов 6,1%). Темно-красные мергели и глины богаче железом, тогда как величины менее 5,8% получены только в светло-розовых и серых известняках. Отношение Fe/Ti колеблется в пределах 10–20, а единственное высокое значение (49) определено в прослое серого известняка, содержащего аутигенный манганосидерит. Железо по данным фазового анализа находится в нерастворимых преимущественно трехвалентных формах (гематит, гетит).

Содержание марганца в целом низкое (менее 0,1%), но в отдельных серых прослоях обнаружены величины до 0,79% (до 2,5% в пересчете на бескарбонатное вещество), где он, вероятно, связан в манганосидерите.

Содержание титана низкое — 0,17–0,74% в пересчете на бескарбонатное вещество, что равно или ниже обычных содержаний в терригенных глинах. Аллювий колеблется от 3,7 до 8,0% (8,3–9,4% в бескарбонатном веществе), что несколько ниже средних значений для терригенных и пелагических глин, но значительно выше величин, характерных для металлоносных осадков срединно-океанских хребтов [Bostrom e.a., 1969]. Отношение Fe/Al не выходит за пределы обычных для гемипелагических осадков величин (0,5–0,7). Отношение Al/Ti высокое (18–30), указывает на терригенную (не базальтовую) природу бескарбонатного остатка пород. Оно даже несколько выше, чем среднее для континентальной земной коры (15) или для глинистых пород (17,5) [Bostrom, 1973].

Полный силикатный состав двух проанализированных образцов (темно-коричневого и красного) известковых аргиллитов приведен в табл. 13 (см. 391С пробы из секций 49–2 и 52–4). Отношения  $SiO_2/Al_2O_3$  равны 4,7 и 4,0, что заметно выше обычных величин для глин, указывают либо на присутствие терригенного кварца, либо на аутигенное окремнение пород. Последнее предположение более вероятно. Окремнение подтверждается наблюдаемыми в шлифах выделениями аутигенного халцедона. Обращает внимание также повышенное содержание MgO, что можно связать с вторичной доломитизацией карбоната. Кристаллы доломита отмечены в ряде шлифов. Присутствие доломита подтверждено рентгеном.

Содержание всех изученных малых элементов (см. табл. 17) невысокое, не выходит за пределы средних величин для пелагических глин [Скорнякова, 1976] и значительно меньше высоких концентраций Cu, Ni, Co, характерных для металлоносных илов. Более того, не удается заметить закономерного увеличения содержания малых элементов в бескарбонатном веществе красноцветных отложений по сравнению с серыми известняками и мергелями неокома, а также с гемипелагическими глинами. Только концентрация никеля несколько выше.

Содержание органического вещества в красных известняках и мергелях обычно очень мало, гораздо ниже, чем в вышележащих серых известняках неокома. В большинстве проанализированных проб концентрация органического углерода колеблется в пределах 0,1–0,26%, в ряде проб он вообще не обнаружен. Только в одной пробе низкокарбонатного аргиллита определено 0,76%  $C_{орг}$ , в нескольких — 0,2–0,6%.

*Верхнемеловые* пестрые и красные глины (аргиллиты) изучались в скважине 105 11-го рейса [Lancelot e.a., 1972], а нами — в скважинах 382, 385, 386, 387 43-го и 391А, 391С 44-го рейсов. Значительная частота отбора проб (в ряде случаев по сантиметровым слоям разного цвета) позволяет довольно подробно охарактеризовать их геохимическую специфику.

Как правило, красноцветные (чаще коричневые, оранжевые, ржаво-бурые) глины более обогащены железом по сравнению с серыми гемипелагическими глинами, что было установлено еще в 11-м рейсе. В двух анализах пестрых глин из скважины 105 концентрация составляет 11,3 и 18,6%\*. Здесь же, однако, нередки и низкие содержания — 1,75–5%. В большинстве проб из скважины 105 концентрация железа находится в пределах 5–7%, а средняя из 20 анализов пестрых глин этой скважины составляет 5,84%, что близко к средним величинам для пелагических глин [Скорнякова, 1976] и несколько выше, чем среднее в гемипелагических глинах данного региона. Отношение Fe/Ti испытывает резкие колебания (от 2,6 до 71), обусловленные большим диапазоном изменений содержания обоих элементов.

\* Здесь и ниже данные из табл. 1 в работе Лансело и др. [Lancelot e.a., 1972] пересчитаны нами из окислов на элементы с включением потерь при прокаливании.

В верхней пелагической пачке пестрых глин в скважинах 382 и 385 на подножиях гор Новой Англии средние содержания Fe равны соответственно 5,15% (8 проб) и 5,71% (6 проб). Отношение Fe/Ti колеблется от 11 до 18. В скважине 386 на подножии Бермудского массива среднее содержание Fe (по 14 анализам) еще ниже - 4,73%. В двух пробах из маломощного красного слоя глин (скв. 387) содержится 5,78 и 5,54% Fe. В красных и пестрых аргиллитах над формацией черных глин определена средняя величина (из 13 проб) 5,38%. Отношения Fe/Ti во всех перечисленных красноцветных интервалах находятся в пределах 3-16, т.е. далеки от высоких величин, характерных для металлоносных осадков активных хребтов современного океана. Интересно отметить, что сходные концентрации Fe (3,14-6,89%, среднее из 7 проб 6,12%) характеризуют бескарбонатный остаток пестрых нанноиллов апт-альбского возраста на выступе плато Блейк (скв. 390). Отношение Fe/Ti в них, однако, обычно низкое - 6-8.

Сушесть выше содержание железа в пестроцветных глинах и глинистых туффилах вулканокластических формаций гор Новой Англии (скв. 382, 385). Здесь определено в одной из красно-бурых прослоев цеолитсодержащей глины 10% общего железа. Среднее содержание по формации в скважине 382 равно 7,32%, а в скважине 385 - 7,02%. Но поскольку в этих осадках, образованных за счет перемива и преобразования щелочно-базальтовой вулканокластике, очень высоко содержание титана (1-2,4%), то отношение Fe/Ti низкое, ниже 8.

Для выяснения природы цветовой полосчатости пестрых осадков интересно проследить вариации Fe в разных по цвету полосках. В ряде случаев они оказались довольно резкими даже в соседних сантиметровых слоях. Коричневые, красновато-коричневые и темно-оранжевые прослои содержат относительно больше железа, чем серые, оливково-серые и желтовато-серые. В скважине 391С в одном из зеленовато-серых прослоев определено 4,9% Fe (отношение Fe/Ti равно 10,9), темно-коричневый и красновато-коричневый прослой из того же интервала керна содержат 6,2 и 5,7% Fe (Fe/Ti соответственно 13,8 и 12,9). В другом керне той же скважины мы анализировали соседние тонкие прослои из одного 3-сантиметрового образца пестрых глин. В оливково-сером прослое оказалось 4,0% Fe (Fe/Ti равно 3,0), а в коричневом - 6,5% Fe (Fe/Ti - 5,4). В скважине 391А отмечены более значительные вариации Fe: 4,1-4,7% в серых, 6,2% в темно-коричневом и 8,8% в ржаво-оранжевом прослое.

В пестрых глинах скважин 386 и 387 также наблюдаются довольно резкие колебания содержания железа в осадках разного цвета. Так, соседние полоски в керне 38 скважины 386 - темно-коричневая и светло-коричневая (общая длина образца 4 см) - содержат соответственно 4,4 и 3,3% Fe (Fe/Ti - 17,6 и 13,3). В керне 40 той же скважины светло-зеленовато-серый прослой (0-2 см) содержит 2,75% Fe (Fe/Ti - 13,1, Fe/Al - 0,53), а соседний красный прослой (3-4 см) - 6,48% Fe (Fe/Ti - 27, Fe/Al - 0,95). Эти вариации объясняются диагенетическим перераспределением подвижных форм Fe. В коричневых слоях содержание общего железа колеблется от 4,5 до 6,5%, в светло-серых - от 2,75 до 4,5%. В коричневых слоях содержится до 2% подвижного Fe<sup>+3</sup>, в серых прослоях оно не обнаружено.

К сожалению, мы не располагаем данными о цвете образцов пестрых глин и алевролитистых глин из скважины 105, где колебания содержания железа наиболее резкие. Но, сопоставляя интервалы опробования с визуальным описанием керна, все же можно заключить, что меньшие величины свойственны серым, желтовато-серым, светло-серовато-коричневым слоям, тогда как высокие концентрации получены в желтовато-коричневых и темно-оранжевых ("ржавых") слоях. Особенно резкие колебания отношения Fe/Ti, от 4,2 до 71,0, отмечены в 1,5-метровом интервале керна 9, откуда анализировано 6 проб. Необычно низкие содержание Fe (1,7-2,6%) и отношение Fe/Al (0,17-0,23), вероятно, вызваны выщелачиванием железа в ходе диагенеза.

Колебания содержания железа в зависимости от цвета в верхней пелагической пачке пестрых глин на подножиях подводных гор Новой Англии (скв. 382,

385) не столь велики — от 3,88 до 5,23% (Fe/Ti — от 11 до 18). Еще меньше они в нижней вулканокластической части пестроцветного интервала. Изучение форм железа в этой толще показывает, что сравнительно небольшие колебания содержания общего железа обусловлены почти целиком изменениями концентрации подвижного трехвалентного железа (т.е. аутигенных гидроокислов). Содержание подвижного  $Fe^{+3}$  достигает здесь 4,9% (или 73% от общего железа). Неподвижное железо (связанное в обломочных минералах) составляет в пачке 1,8–5,5% — величины явно слишком низкие для базальтовой вулканокластической. Следовательно, имеет место усиленное разрушение первичного вулканокластического материала, выщелачивание из него с переводом в подвижные формы значительной части железа, которое затем мигрирует в процессе диагенеза.

Приведенные данные показывают, что цветовая полосчатость меловых пестрых глин, а также, вероятно, известковых осадков в значительной мере связана с различной концентрацией железа, главным образом его подвижных форм, которые в процессе диагенеза испытали некоторую локальную миграцию. Из некоторых светло-серых слоев железо явно выщелочено, а в других (красных, коричневых) оно концентрируется в виде аутигенных гидроокислов. Лишь очень немногие тонкие прослои обогащены железом настолько, что могли бы быть отнесены к металлоносным, но и они представляют собой скорее диагенетические корки цементации, чем эксгальционнo-осадочные образования.

Содержание Mn в красных и пестрых глинах варьирует в широких пределах — от 0,01% до 4,25%, т.е. на 3–4 порядка. Наиболее низкие величины характеризуют серые слои, откуда Mn, очевидно, выщелачивался в восстановительных условиях раннего диагенеза. Коричневые и красные слои содержат обычно больше марганца, чем толщи гемипелагических осадков, лежащих выше и ниже. Аномально высокие концентрации Mn (более 1%) все же крайне редки.

Содержание Mn резко варьирует между соседними полосами разного цвета. В серии образцов из одной 1,5-метровой секции керна 21 (скв. 391А) наблюдалось колебание концентрации Mn в 85 раз. При этом содержание Fe практически не меняется. В другом случае в пестрых глинах гор Новой Англии (скв. 382, керн 15) в двух коричневых слоях, светлом и темном, на протяжении 3 см содержание Fe почти одинаково (4,16 и 4,43%), но содержание Mn в темном слое в 3,5 раза больше (0,53%), чем в светлом (0,15%). Та же картина наблюдается в 13-сантиметровом интервале керна 16: Fe колеблется от 5,0 до 4,65%, а Mn от 0,76% в темно-коричневом прослое до 0,09% в светлом. В скважине 385, керн 15, в четырех образцах разного цвета с метрового интервала получены вариации Fe 5–6%, а Mn 0,19–1,36%. В трех пробах пестрых глин из скважины 386 (от светло- до темно-коричневого цвета) содержание железа меняется в пределах 4,95–5,98%, а марганца — 0,08–0,76%. Отношение Mn/Ti в этих же образцах равно соответственно 0,2; 1,3 и 2,7.

Таким образом, вариации содержания Mn намного больше, чем Fe, а между собой эти два элемента практически не коррелируют. Большая подвижность Mn в диагенезе, обусловленная его переходом в растворимую двухвалентную форму при более высоких Eh по сравнению с железом — широко известное в современных осадках явление. Поведение Mn в пестрых глинах мелового возраста можно объяснить также его диагенетическим перераспределением. В этой связи интересно отметить, что в некоторых красных слоях, сильно обогащенных железом, марганца очень мало, причем его содержание почти не зависит от цвета породы. Например, в 3-сантиметровом интервале в скважине 391С, керн 10, в коричневом слое железа содержится 6,5%, в сером — 4%, тогда как Mn — соответственно 0,04 и 0,08%. Можно заключить, что перераспределение Fe происходит после выноса Mn.

Титан, как указывалось выше, является хорошим индикатором присутствия щелочно-базальтового вулканокластического материала или продуктов его разложения в осадках. Щелочные базальтоиды как гор Новой Англии, так и Бермудского массива богаты титаном. В двух наших анализах базальтовой брек-

чи (скв. 382) содержание  $Ti$  равно 1 и 1,6% (в пересчете на бескарбонатный материал, т.е. исключая карбонатный цемент брекчий). Отношение  $Al/Ti$  соответственно равно 7,0 и 5,9. В образце железистого вулканокластического песка содержание  $Ti$  достигает 2,5%,  $Al/Ti = 2,4$ . Вся толща верхнемеловых пестроцветных глин, аргиллитов, мергелей и вулканокластических алевролитов гор Новой Англии, за исключением верхней (пелагической) пачки, обогащена титаном - 0,9-2,5%,  $Al/Ti = 2,4-8,1$ .

Вся толща, включая глины, образовалась за счет переработки базальтовой вулканокластики. Лишь в подчиненном количестве присутствует пелагический (карбонатный) материал. Высокое содержание  $Ti$  не только сохраняется при разложении продуктов базальтового вулканизма, что наблюдается и в современных пелагических глинах, например, Южной котловины Тихого океана [Скорнякова, 1976]. Оно даже возрастает в некоторых слоях, превышая величины, характерные для первичных базальтоидов в 2-2,5 раза. Столь значительное обогащение вряд ли можно объяснить избирательным выщелачиванием других породообразующих компонентов, скорее всего имеет место активная концентрация  $Ti$ .

Другие красноцветные и пестроцветные интервалы в меловых отложениях обычно не обогащены титаном. Нормальные для терригенного глинистого вещества величины 0,25-0,6% доминируют в верхних (пелагических) слоях пестрых глин подножий гор Новой Англии и в других районах. Лишь отдельные слои содержат  $Ti$  в количестве 0,7-1,3% (скв. 105, 390, 391), что можно объяснить либо примесью щелочно-базальтового вулканокластического материала, либо какими-то особенностями состава терригенного глинистого вещества, связанными с питающими провинциями. Во всяком случае повышение содержания  $Ti$  обедняет значение отношения  $Fe/Ti$  как показателя избыточной концентрации  $Fe$ .

Содержание  $Ti$  в осадках не зависит от их цвета, что доказывает его инертность в процессах диагенеза, создающих полосчатость за счет перераспределения  $Fe$  и  $Mn$ .

Вариации содержания  $Al$  в красных и пестрых осадках неожиданно широки, но при этом намечается тенденция обогащения таких отложений алюминием по сравнению с гемипелагическими осадками, лежащими выше и ниже. Так, в пестрых глинах скважины 105 [Lancelot et al., 1972] содержание  $Al$  меняется от 4,1 до 12%, преобладают величины выше 9%. Низкие концентрации (менее 6%), вероятно, обусловлены разбавлением обломочным кварцем. Кроме того, имеются три пробы высокожелезистых осадков, обедненных как  $Al$ , так и  $SiO_2$ , при сохранении нормального для глин отношения  $SiO_2/Al_2O_3 = 3,3-3,7$ . Эти три образца несколько напоминают высокожелезистые низкоалюминиевые металлоносные осадки активных хребтов: отношение  $Fe/Al$  в них равно 1,9-3,2, а отношение  $Fe/Ti = 29-71$ , но скорее они представляют собой железистые корки цементации диагенетического происхождения.

Большинство же проб пестрых глин этой скважины можно отнести к высокоалюминиевой разновидности. Отношение  $Fe/Al$  в них ниже средней величины для пелагических осадков - 0,8, а обычно находится в пределах 0,4-0,6 или ниже. Отношение  $Al/Ti$  высоко (17-40, в одной пробе 74), будучи равным или выше средних для океанских осадков (18,2) или глинистых пород (17,5).

Высокоалюминиевые разности пестрых глин выделяются и в других скважинах. В невулканических (пелагических) верхних слоях разрезов верхнемеловых отложений подножий гор Новой Англии (скв. 382, 385) содержание  $Al$  составляет от 9,3 до 12,9%, тогда как подстилающие осадки (в том числе цеолитовые глины) вулканокластической формации отличаются нормальными или пониженными величинами (4,9-9,2%). Еще ярче это различие между двумя пачками внешне сходных пестроцветных отложений проявляется при сравнении отношения  $Al/Ti$ : в пелагических слоях оно высокое (20-37), указывая на высокоалюминиевую разность глин, в вулканокластических - низкое (1,4-10,5). Базальтовые брекчий характеризуются отношением  $Al/Ti$  около 6-7. Различается и отношение  $Fe/Al$ : в пелагических слоях оно примерно

соответствует величинам, получаемым в терригенных глинах (0,4-0,6), в вулканокластических слоях заметно выше (0,6-1,8), а в одной пробе достигает 2,9. В базальтовых брекчиях определены величины 1-1,1. Пониженное содержание Al и соответствующие изменения отношений его с другими элементами можно в большинстве случаев объяснить первичным составом вулканокластического материала, а отчасти процессами его преобразования. Явных признаков присутствия низкоалюминиевого эксгальтивно-осадочного вещества не обнаружено. Во всяком случае их нет в верхних пелагических слоях.

В пестроцветном интервале скважины 386 содержание Al варьирует в пределах от 4,8 до 10,7%. Появление аномально низких содержаний Al (ниже 8%), однако, связано с "разбавляющим" влиянием вторичной силификации, о чем свидетельствует, помимо высокого содержания  $\text{SiO}_2$  в низкоалюминиевых образцах, отношение Al/Ti (18,7-28,3). Большинство анализов указывает на нормальные (т.е. соответствующие гемипелагическим глинам) или высокоалюминиевые разности глин. Особенно отчетливо последние выделяются в пробах маастрихтских пестрых глин, лежащих непосредственно ниже предполагаемой поверхности длительного стратиграфического перерыва в керне 36. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в двух пробах равно 19,1 и 19,4%, отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  аномально низкое (2,8 и 2,7). Отношение Fe/Al в пестрых глинах этой скважины колеблется в пределах 0,5-0,8 и только в одной пробе достигает единицы.

Типичные высокоалюминиевые глины слагают красноцветный слой в скважине 387. Содержание Al в нем равно 11,5-12,2%, Al/Ti составляет 24-30, отношение Fe/Al низкое - 0,4-0,5, отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в одной пробе равно 2,8, что явно ниже нормальных величин для глин.

Сравнительно богаты алюминием красные и пестрые глины впадины Блейк-Багама в скважинах 391А и 391С (9,3-11,5%), но следует указать, что подобные же величины характерны и для черных глин, переслаивающихся здесь с красноцветными. Отношение Al/Ti в красных слоях низкое (7,1-10,2) за счет повышения содержания титана, вероятно, связанного с присутствием продуктов изменения базальтовой вулканокластике. В промежуточных черных слоях оно высокое (21-27), на том же уровне содержания Al. Отношение Fe/Al низкое или нормальное (0,4-0,9) во всем пестроцветном интервале. Присутствие высокоалюминиевой разности глин подтверждается пониженными величинами отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,8-3,1).

Интересно отметить, что при фазовом анализе пестрых глин и известковых осадков на формы Fe с реактивом Тамма (см. гл. IV) некоторое количество Al было обнаружено в растворе. Вероятно, это можно объяснить присутствием в осадках его легкорастворимых форм. Содержание такого предположительно подвижного алюминия достигает 2,1% в пестрых известковых осадках скважины 390 и составляет 0,23-1,7% в пестрых и красных глинах скважин 382, 385, 391.

Кремнезем в пестроцветных слоях испытывает значительные вариации от очень низких величин (36%) до нормальных для глин (50-57%) и до аномально высоких (60-79%). Последние, безусловно, указывают на присутствие избыточных фаз свободного  $\text{SiO}_2$ , которые в одних случаях представлены обломочным кварцем [скв. 105; Lancelot e. a., 1972], в других - аутигенным (диагенетическим) кремнеземом в форме неупорядоченного кристобалита или халцедона (данные рентгеновского анализа). Биогенный кремнезем, судя по отсутствию форменных остатков кремневых организмов, не играет в этих породах сколько-нибудь заметной роли. Слои с обломочным кварцем в скважине 105 характеризуются содержанием  $\text{SiO}_2$  57-79%, отношением  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  от 4 до 10,2.

Обогащение вторичным аутигенным кремнеземом наиболее ярко проявлено в скважине 386, где в пестроцветном интервале содержание его колеблется в пределах 60,8-71,8% (среднее 66,4%). Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  варьирует от 4,5 до 7,8 (среднее 6,1). Такие же отношения наблюдаются в подстилающих красные слои черных глинах (см. гл. IV).

Наиболее низкие содержания  $\text{SiO}_2$  (36–44%) наблюдались в единичных высокожелезистых разностях пестрых глин скважины 105 [Lancelot e. a., 1972]. При этом отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  остается нормальным для глин (3,4–3,7), что приводит к заключению о "разбавлении" кремнево-алюминиевого глинистого вещества гидроокислами железа. Низкой кремнистостью отличаются пестроцветные глинистые породы вулканокластических формаций гор Новой Англии. Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  колеблется в пределах 2,5–3,2, очевидно, оно унаследовано от исходного базальтового вещества.

Абсолютное большинство проанализированных проб красных и пестрых глинистых пород, за исключением вулканокластических, кремнелых или обогащенных обломочным кварцем разностей, содержат нормальные количества  $\text{SiO}_2$  – 50–57%. При этом высокоалюминиевые разности отличаются пониженными величинами отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  – менее 3.

Таким образом, по содержанию  $\text{SiO}_2$  красные и пестрые осадки не отличаются какими-либо специфическими особенностями от соседних толщ. Наблюдаемые отклонения от средних (нормальных) для глинистых осадков величин свойственны не только этим слоям и не объясняют их специфики.

Магний ( $\text{MgO}$ ) содержится в красных и пестрых глинах в пределах 1,3–3,9%, что сходно с наблюдаемым в гемипелагических глинах. В вулканокластических формациях концентрация  $\text{MgO}$  несколько выше – до 9,1%.

Калий ( $\text{K}_2\text{O}$ ) составляет обычно 2–3,5% в описываемых осадках, но возрастает до 5,2% в вулканокластической формации, где он связан в основном с филлипситом.

Содержание кальция ( $\text{CaO}$ ) в бескарбонатных пестроцветных отложениях скважин 105, 386, 387, 391 и в верхних пелагических слоях меловых отложений в скважинах 382, 385 не превышает 1%. В вулканокластических формациях содержание его повышается до 1–4,5%.

Малые элементы ( $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ) в целом не обнаруживают существенных аномалий в меловых красноцветных и пестроцветных отложениях (табл. 18).

Содержание их часто резко варьирует, но не выходит за рамки величин, полученных в других пелагических и гемипелагических осадках северо-западной части Атлантики. Только отдельные сравнительно высокие концентрации  $\text{Cu}$  и  $\text{Ni}$  встречаются в анализах этих отложений из скважин 105, 390 и 391, но и они едва достигают средних величин для металлоносных илов Восточно-Тихоокеанского поднятия [Bostrom, Peterson e. a., 1969; Лисицын и др., 1976].

Помимо "разбавляющего" влияния таких компонентов, как обломочный кварц, аутигенный кремнезем, биогенный и аутигенный  $\text{CaCO}_3$ , которые влияют на концентрацию всех изученных малых элементов почти одинаково, обнаруживаются независимые изменения содержания отдельных элементов. Такие изменения, вероятно, обусловлены диагенетической миграцией и процессами сорбции – десорбции на гидроокислах  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$ , а отчасти на глинистых минералах и, возможно, цеолитах.

При рассмотрении вариаций содержания главных осадкообразующих компонентов и цветовой полосчатости осадков выявляются некоторые зависимости. Так, сравнительно высокие концентрации  $\text{Ni}$  в темно-коричневых слоях соответствуют увеличению марганца. В ряде случаев с  $\text{Mn}$  связан и  $\text{Co}$ . Положительная связь  $\text{Mn}$ – $\text{Ni}$  характерна для пелагических глин и железо-марганцевых конкреций, где она объясняется сорбцией растворенного  $\text{Ni}$  на гидроокислах  $\text{Mn}$  [Скорнякова, 1976]. Сорбционная природа концентрации никеля вероятна и в рассматриваемых осадках. В то же время некоторые высокие цифры  $\text{Ni}$  в скважинах 105 и 382 не сопровождаются повышением  $\text{Mn}$ . Нет связи  $\text{Ni}$  с  $\text{Mn}$  и в породах вулканокластической формации (скв. 382, 385), что, по-видимому, указывает на обломочную природу  $\text{Ni}$ , т.е. вхождение его в состав вулканокластического материала. Аномально низкое содержание  $\text{Ni}$  в некоторых пробах вулканокластической формации, вероятно, указывает на его выщелачивание.

Таблица 18

Содержание некоторых микроэлементов в красноцветных и пестроцветных отложениях,  $\times 10^{-4}\%$  в пересчете на бескарбонатное вещество

Скважина	Тип породы	Возраст	Количество проб	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
391С	Известняки, мергели, известковые аргиллиты	J <sub>3</sub>	7	$\frac{71}{23-91}$	$\frac{92}{75-117}$	$\frac{150}{16-212}$	$\frac{44}{30-64}$	$\frac{100}{64-148}$
105	Глины, алевроитистые и цеолитовые глины	K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	19	$\frac{163}{31-779}$	$\frac{146}{43-248}$	$\frac{79}{8-742}$	$\frac{23}{2-155}$	$\frac{138}{9-327}$
382, 385	Глины, аргиллиты (верхние слои)	K <sub>2</sub>	10	$\frac{108}{50-155}$	$\frac{137}{177-156}$	$\frac{112}{74-152}$	$\frac{45}{14-105}$	$\frac{100}{80-132}$
382, 385	Туфо-аргиллиты, цеолитовые глины, вулканокластиты	K <sub>2</sub>	20	$\frac{57}{31-96}$	$\frac{107}{65-215}$	$\frac{71}{38-160}$	$\frac{42}{24-92}$	$\frac{71}{40-200}$
386	Аргиллиты, цеолитовые аргиллиты	K <sub>2</sub>	10	$\frac{69}{41-120}$	$\frac{93}{54-148}$	$\frac{90}{51-156}$	$\frac{54}{30-85}$	$\frac{66}{35-130}$
387	Аргиллиты	K <sub>2</sub>	2	45-100	118-120	90-101	19-20	93-98
391	*	K <sub>1</sub> -K <sub>2</sub>	9	$\frac{104}{26-240}$	-	-	-	-
390	Мергельные илы	K <sub>1</sub>	7	$\frac{54}{33-76}$	$\frac{153}{116-236}$	$\frac{113}{63-206}$	-	$\frac{122}{93-172}$

Примечание. Числитель - среднее содержание; знаменатель - пределы колебания.

Некоторые слои в пестрых глинах скважин 105, 382 и 385 обогащены одновременно цинком и медью. В других же случаях эти два элемента ведут себя совершенно независимо. Повышенные величины цинка обычно связаны с увеличением железистости осадков.

Для пестрых глин скважин 105 и 386, а также для вулканокластических формаций в скважинах 382, 385 характерна резкая изменчивость концентраций хрома. При этом цеолитовые глины и туфоглины на подножиях гор Новой Англии отличаются неожиданно низким содержанием Cr не только по сравнению с обогащенными Cr базальтами, но и с гемипелагическими глинами. Это, вероятно, указывает на некоторую подвижность и частичный вынос хрома в окислительных условиях.

Меловые пестроцветные и красноцветные породы отличаются, как правило, очень низкими концентрациями  $C_{орг}$  - от аналитического нуля до 0,1% [по определениям на приборе Leco; Tucholke, Vogt e. a., 1979]. По нашим данным, в пестрых глинах скважины 382  $C_{орг}$  составляет 0,07-0,3%, в пестрых слоях скважины 391 несколько выше - 0,1-0,6%, максимальные значения относятся к серым прослоям. Таким образом, содержание органического вещества в описываемых осадках небольшое, соответствует типичным пелагическим глинам и резко отличается от высоких значений в нижележащих алп-сеноманских черных и серых глинах.

В заключение обзора геохимических особенностей пестрых и красных слоев мезозойских отложений следует еще раз подчеркнуть, что для объяснения их генезиса не требуется привлечения гипотезы добавочного эксгалятивного источника металлов. Повышенное содержание Fe, Mn и некоторых микроэлементов гораздо лучше объясняется медленной седиментацией в пелагических условиях, а в отдельных случаях - переработкой вулканокластического материала, первично обогащенного этими компонентами. Существенную роль играет постседиментационное (скорее всего раннедиагенетическое) перераспределение в контрастных окислительно-восстановительных условиях, особенно в верхне-

меловых слоях на границе с обогащенными органическим веществом осадками формации черных глин.

Все красноцветные и пестроцветные отложения характеризуются низким содержанием органического вещества, что сближает их с пелагическими глинами современного океана. По содержанию  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , равно как по их отношению, большинство пестрых глин сходно с обычными пелагическими или гемипелагическими глинами. При этом представляется важным наличие высокоалюминиевых разностей, которые скорее всего указывают на специфический состав поступающего терригенного материала, хотя не исключена и другая возможность — диагенетическое (или гальмиролитическое) выщелачивание  $\text{SiO}_2$  с относительным обогащением остатка алюминием. Высокотитанистые разности глин в большинстве случаев образованы за счет преобразования богатой титаном щелочно-базальтовой вулканокластике, что, однако, еще не доказывает аутигенного глинообразования *in situ*. Более вероятно переотложение ранее образовавшегося титаносодержащего глинистого вещества со склонов вулканов.

Что касается причудливой цветовой полосчатости, особенно характерной для верхнемеловых отложений, то мы склонны объяснить ее диагенетическим перераспределением красящих гидроокислов Fe и Mn при чередовании в разрезе окислительных и восстановительных условий среды.

### Минеральный состав

Мы располагаем довольно полными данными о минеральном составе красноцветных и пестроцветных отложений, которые включают: а) дифрактометрические определения главных осадкообразующих минералов породы в целом, выполненные во всех рейсах по стандартным программам [Zemmels e. a., 1972; Koch, Rothe, 1979; Flood, 1978]; б) дифрактометрические определения тонкодисперсных минералов во фракции менее 0,002 мм (там же); в) данные оптического изучения минералов алевритовой фракции или породы в целом в шлифах или мазках [Lancelot e. a., 1972].

О составе глинистых минералов верхнеюрских красных известняков и мергелей можно судить в основном по анализам пород в целом. При высокой карбонатности данные дифрактометрии недостаточно надежны. В скважине 105 отчетливое увеличение содержания слюд и уменьшение монтмориллонита совпадает с переходом от серых к красным известнякам. В скважине 100А тот же переход отмечен увеличением слюд и палыгорскита, тогда как с нижней границей красноцветных пород совпадает резкое увеличение монтмориллонита и уменьшение палыгорскита. В скважине 391С красные мергели и известняки содержат примерно равные количества слюд и монтмориллонита, присутствует каолинит [Flood, 1978].

Более подробно изучен состав глинистых минералов верхнемеловых пестроцветных пород. Здесь выделяется два основных комплекса минералов. Один с резким преобладанием монтмориллонита (до 100%) характерен только для глин вулканокластических формаций гор Новой Англии. Правда, в некоторых известковистых прослоях пестрых глин этой формации (скв. 382, керн 18) встречается и второй комплекс со значительным содержанием гидрослюды (28–57%) и каолинита (10–22%), вероятно, указывающий на терригенное происхождение глинистого вещества. Монтмориллонитовый комплекс, очевидно, образован за счет глинизации палагонитизированных базальтовых стекол. Неясно только, произошло ли это изменение после осаждения данной толщи или путем перемыва уже измененных до глины вулканокластитов. Мы склонны предпочесть последнее предположение, т.е. считать монтмориллонит эдафогенным.

Второй комплекс полиминеральный, представлен монтмориллонитом и гидрослюдой со сравнительно высоким содержанием каолинита. Он характеризует верхние (пелагические) слои пестрых глин подножий гор Новой Англии и все другие пестрые и красные интервалы. В скважинах 382 и 385 содержание

монтмориллонита убывает по сравнению с нижележащими породами вулканокластической формации, составляя от 29 до 73% от суммы глинистых минералов. Гидрослюда составляет 15-40%, а каолинит - 7-29%, хлорита мало - 3-10%.

В районе Бермудского массива (скв. 386, 387) пестрые и красные глины также характеризуются каолинит-гидрослюда-монтмориллонитовой ассоциацией, иногда с несколько повышенным содержанием хлорита. В скважине 386 глины верхней части пестрого интервала, которые по химическому составу относятся к высокоалюминиевой разновидности, содержат во фракции менее 0,002 мм 50-57% гидрослюда, 19-35% монтмориллонита, 10-15% каолинита и 4-10% хлорита. Они резко выделяются от ниже- и вышележащих отложений по повышенному содержанию каолинита. Нижние части этого же пестрого интервала (керны 38-41) характеризуются гидрослюда-монтмориллонитовой ассоциацией с примерно равным содержанием обоих минералов и незначительной примесью хлорита и каолинита (0-7%). Это кремнистые разновидности глин, содержащие в значительном количестве аутигенный кристобалит и клиноптилолит. В скважине 387 красные аргиллиты, относящиеся к высокоалюминиевым, содержат во фракции менее 0,002 мм 41-56% гидрослюда, 14-27% каолинита, 10-17% хлорита и всего 0-35% монтмориллонита.

Во впадине Блейк-Багама (скв. 391) обнаружено резкое обогащение кампан-маастрихтских красных глин каолинитом по сравнению с нижележащими породами [Pastouret e.a., 1978]. Повышение содержания гидрослюда и каолинита в красноцветных интервалах подтвердилось и при дифрактометрическом анализе пород в целом.

На континентальном подножии (скв. 105) верхнемеловые пестроцветные отложения отличаются от нижележащих черных глин опять же значительным увеличением содержания каолинита (10-25%) и уменьшением монтмориллонита (26-64%). В специально отобранных пробах выделяющихся литологических разновидностей [Zemmelis e.a., 1972] определено содержание каолинита до 20-25%. Нигде в других слоях столь высоких концентраций каолинита не обнаружено.

Сходен с описанным и состав глинистых минералов в пестроцветных интервалах альб-аптских известковых пелагических наннолитов на выступе плато Блейк (скв. 390). Из общего количества суммы глинистых минералов (6-18%) гидрослюда составляет 2-11%, а каолинит - 1-4% [Flood, 1978].

Количественные соотношения кварца и полевых шпатов (по данным дифрактометрии) могут служить хорошим индикатором природы обломочного материала осадков, в частности могут выявить характер питающих провинций терригенного материала.

Рассматривая данные дифрактометрии 11, 43 и 44-го рейсов, можно легко установить, что во всех красноцветных и пестроцветных слоях (как верхнеюрских, так и меловых), за исключением вулканокластической формации гор Новой Англии, содержание кварца высокое и он резко преобладает над суммой полевых шпатов.

В верхнеюрских красных известняках и мергелях (скв. 100 и 105) отношение кварца к сумме полевых шпатов колеблется от 3,5 до 10. В аналогичной подформации в скважине 391С содержание кварца 14-22%, плагиоклаза 0-8%, калиевого полевого шпата 0-4%. Отношение кварца к сумме полевых шпатов варьирует в пределах 3-22 и только в одной пробе мергелистой глины уменьшается до 1,3. При пересчете на бескарбонатное вещество содержание кварца оказывается чрезвычайно высоким - 22-100%. Такая обогащенность кварцем бескарбонатного остатка отчасти связана с вторичным окварцеванием (халцедонизацией) известняков, о чем свидетельствуют химические данные и изучение шлифов. В последних обнаружены тонкие жилки и линзы халцедона. В то же время несомненно присутствие обломочного кварца.

Меловые пестроцветные отложения подножия континентального склона (скв. 105) также обогащены кварцем. Здесь имеются прослои кварцевых

алевритов, а содержание кварца по данным дифрактометрии составляет 17,5-33,6%, что выше, чем в подстилающих черных глинах. Плаггиоклаза содержится 2,4-7,5%, калиевого полевого шпата - 0-6,2%, отношение кварца к сумме полевых шпатов находится в пределах 2,5-4.

В меловых красноцветных слоях впадины Блейк-Багама (скв. 391) кварца содержится 29-58%, плаггиоклаза - 5-16%, калиевого полевого шпата - 0-8%. Отношение кварца к сумме полевых шпатов варьирует от 8 до 10,5. В шлифах мы обнаружили обильные зерна кварца обломочного габитуса с небольшой примесью плаггиоклаза и микроклина. Обломочные минералы распределены неравномерно, концентрируются в тонких слойках или линзах, переслаивающихся с чистыми глинами. В крупноалевритовой фракции кварц также преобладает над полевыми шпатами.

В скважинах 386 и 387 верхнемеловые пестроцветные глины менее обогащены кварцем, обычно 11-15%, но отношение кварца к сумме полевых шпатов остается высоким - 3,6-7,5. На подножиях гор Новой Англии в верхних (пелагических) слоях пестроцветной толщи кварца 9-20% (среднее из 17 анализов 13%). Кварц преобладает над полевыми шпатами и в крупноалевритовой фракции (см. гл. III).

Резко отличается от описанных вулканокластическая формация гор Новой Англии. Кварц в большинстве пород этой формации практически отсутствует, полевых шпатов также мало (0-14%). Только в известковистых прослоях обнаружено 3-14% кварца, что подтверждает присутствие в их составе терригенного материала, выявленного уже по составу глинистых минералов.

Тяжелые минералы крупноалевритовой фракции были подробно описаны в главе III. Здесь укажем лишь, что в большинстве пестроцветных и красноцветных слоев, за исключением вулканокластических, их содержание очень незначительное и обычно не поддается количественному учету при принятой методике иммерсионного анализа.

В верхнеюрских красных известняках и мергелях отмечены единичные зерна пироксенов, роговых обманок, слюды, магнетита. В скважине 105 встречены аутигенные рутил, барит, гематит [Lancelot e. a., 1972].

В меловых пестроцветных породах клинопироксен обычно преобладает, встречаются единичные зерна граната, роговой обманки, ортопироксена, эпидота, шпинели, циркона, апатита. Ассоциация минералов, таким образом, указывает на терригенное континентальное происхождение тяжелой фракции, но налицо и черты обедненного пелагического комплекса минералов [Мурдмаа, Серова и др., 1979].

Породы вулканокластической формации (скв. 382, 385) богаты тяжелыми минералами. Преобладают роговая обманка, клинопироксен, сфен, много апатита, встречаются эпидот, циркон, шпинель, рутил, анатаз, монацит (?), а также аутигенные барит и сидерит. Среди непрозрачных зерен доминирует магнетит. Такую ассоциацию трудно отнести только к базальтовому вулканокластическому комплексу. Хотя преобладают минералы роговообманковых щелочных базальтоидов, налицо присутствие метаморфических минералов, вероятно, образованных в базальтах до переотложения вулканокластического материала, а также терригенных.

Цеолиты в верхнеюрских красных известняках и мергелях не обнаружены. В меловых пестроцветных и красноцветных породах они также встречаются не всегда. Только в одной пробе из скважины 105 был обнаружен обильный клиноптилолит [Zemmelis e. a., 1972]. В верхних пелагических слоях верхнемелового разреза (скв. 382 и 385), а также в верхних частях пестроцветного интервала (скв. 386) по дифрактометрическим данным содержится 1-3% клиноптилолита. В легкой крупноалевритовой фракции цеолиты составляют здесь 5-12%. Более богаты цеолитом нижние слои пестроцветного интервала в скважине 386, где предполагается присутствие примеси вулканокластической. Клиноптилолита здесь 6-18%, а филлипсита 0-7%. В крупноалевритовой фракции цеолиты преобладают (в одной пробе 90% от легкой фракции).

В вулканокластической формации гор Новой Англии цеолитов много, но распределены они неравномерно. Характерно одновременное присутствие как филлипсита, так и клиноптилолита, встречен также анальцит [Koch, Rothe, 1979].

Описываемые породы преимущественно красноцветные, образованы в окислительных условиях диагенеза, поэтому можно ожидать наличия в них аутигенных минералов окисленных форм Fe и Mn. В меловых пестроцветных и красноцветных породах присутствуют, вероятно, аморфные гидроокислы железа (лимонит), о чем свидетельствует сравнительно высокое содержание растворимого Fe<sup>+3</sup>. Дифрактометрические данные показывают значительное содержание гетита, в некоторых включениях и тонких прослоях оно достигает 60%. В небольших количествах присутствует гематит, отмечены также ферримонтмориллонит, тодорокит. Присутствие сидерита и пирита, обнаруженных в скважине 105, связано, по-видимому, с серыми прослоями редуцированных осадков.

В верхнеюрских красных известняках и мергелях определен аутигенный гематит в виде микроскопических кристаллов или чешуек. По данным дифрактометрии содержание его во фракции менее 0,002 мм достигает 2,9-3,6%. Гетит и аморфные гидроокислы отсутствуют.

Биогенные минералы в красноцветных и пестроцветных слоях в целом те же, что и в сероцветных. В карбонатных породах доминирует биогенный кальцит и только в верхнеюрских известняках (скв. 391С) появляется в значительных количествах арагонит (0-35%). Биогенный опал (или образованные по нему кристобалит, халцедон) встречается редко. Представляет интерес присутствие в повышенных количествах биогенного фосфата.

Фосфатные зерна алевритового размера были обнаружены при иммерсионном анализе и в шлифах. Они светло-коричневые или бледно-желтые, почти изотропные, неправильно-округлой формы, дают положительную реакцию на фосфор. Вероятно, это измененный при диагенезе костный детрит. Он составляет до 72% легкой фракции крупного алеврита в невулканогенных пестрых глинах скважины 382, 13-18% - в аналогичных слоях скважины 385, 1-15% - в нижней части пестрого интервала скважины 366. Редкие фосфатные зерна встречены в шлифах верхнеюрских красных мергелей. В других типах осадков костный детрит редок или отсутствует. Повышение его содержания скорее всего указывает на медленные темпы осадконакопления, характерные для пелагических условий.

### Природа красноцветных слоев

В мезозойском разрезе северо-западной части Атлантического океана выделяется два главных интервала красноцветных и пестроцветных отложений: верхнеюрский и меловой (в основном верхнемеловой). Преимущественно красные и коричневые цвета пород указывают на окислительные условия седиментации и раннего диагенеза, на отсутствие интенсивных редукционных процессов, которые происходили в выше- и нижележащих гемипелагических осадках за счет разложения захороненного органического вещества. Это подтверждается низким содержанием в породах органического вещества, наличием аутигенных минералов окислительной зоны. Описанные слои по этим признакам резко отличаются от мощных толщ сероцветных (до черных) пород этого района, особенно от подстилающих верхнемеловые пестрые слои апт-сеноманской формации черных глин.

Переход от сероцветных отложений к красноцветным согласуется обычно с резким уменьшением скоростей осадконакопления, и его можно интерпретировать как переход от гемипелагических условий седиментации к пелагическим. В красноцветных слоях обнаружены и другие признаки пелагических осадков: низкое содержание C<sub>орг</sub>, повышенное содержание Fe, а иногда и Mn (включая находки его конкреционных форм), несколько повышенная концентрация малых элементов (Ni, Co, Cu), присутствие костного детрита, цеолитов, барита. В этих слоях встречены только остатки пелагических организмов (ам-

мониты, наннопланктон, радиолярии), а большинство бескарбонатных пестрых и красных пород лишено органических остатков (кроме костного детрита), что свойственно современным пелагическим глинам. Содержание терригенного алеврита и песка обычно очень низкое, но значительную роль играет тонкодисперсный кварц, возможно, эолового происхождения.

Валовый химический и минеральный состав описанных пород (в пересчете на абиогенное бескарбонатное вещество) носит отчетливые черты терригенного происхождения, за исключением пород вулканокластических формаций гор Новой Англии, образовавшихся за счет местных источников вещества щелочно-базальтового состава. В обоих красноцветных интервалах выявлены явные признаки терригенного источника, такие, как большое содержание кварца и высокое отношение кварца к сумме полевых шпатов, ассоциации глинистых минералов (гидрослюда, каолинит) и тяжелых минералов алевритовой фракции, повышенное содержание алюминия и высокие значения отношения  $Al/Ti$ . В этой связи привлекают внимание редкие, но отчетливые прослои, обогащенные кварцевым алевритом, в скважинах, пробуренных наиболее близко к континентальному склону (скв. 105, 391). Происхождение их можно объяснить либо эпизодическим поступлением относительно более грубого терригенного материала в глубоководный бассейн с пелагическими условиями осадкообразования, либо деятельностью придонных течений, отмучивающих алеврит из размываемых глин в эпохи перерывов осадконакопления.

По геохимическим и минералогическим данным можно сделать некоторые предположения о характере питающих провинций во время образования красноцветных слоев в поздней юре и в конце мела. Обогащенное каолинитом и кварцем (по отношению к полевым шпатам) глинистое вещество с повышенным содержанием алюминия и пониженным — титана как будто указывает на поступление материала из тропических латеритных кор выветривания гранитоидов. Высокотитанистое монтмориллонитовое глинистое вещество у подножий гор Новой Англии поступило в позднем мелу, очевидно, из местных источников — из обнажающихся на склонах гор измененных щелочно-базальтовых вулканокластиков. Альтернативное объяснение — диагенетическое глинообразование за счет глинизации уже переотложенного вулканокластического материала кажется нам менее вероятным.

Сделаны попытки объяснить происхождение красноцветных и пестроцветных отложений влиянием подводных эксгальций, т.е. сопоставить их с металлоносными осадками активных срединно-океанских хребтов [Lancelot *et al.*, 1972]. По мнению этих авторов, Fe и Mn в верхнемеловых пестрых глинах скважин 105 поступили из подводных гидротермальных источников. Малые скорости осадконакопления не дали им разбавиться в массе терригенного материала даже вдали от источников. Действие гидротерм связывается с позднемеловой-раннепалеогеновой фазой активизации базальтового вулканизма во всей Северной Атлантике (данные 1, 2, 11 и 14-го рейсов "Гломара Челленджера"). В частности, в то время были, вероятно, активны вулканы нынешних подводных гор Новой Англии. Влияние эксгальций предполагается и при образовании верхнеюрских красных мергелей и известняков.

Наши данные и материалы других исследователей, однако, не подтверждают этих предположений. Как мы видели, в наиболее показательных геохимических параметрах — отношениях Fe и Mn с Ti и Al [Bostrom, 1973; Страхов, 1976] нет тех резких аномалий, которые свойственны металлоносным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия [Bostrom, *et al.*, 1969; Лисицын и др., 1976], а тем более Красного моря [Bischoff, 1969]. Отсутствуют также значительные аномалии концентрации малых элементов, столь характерные для металлоносных осадков. Скорее требуется объяснение для необычно низких концентраций Mn, Cu, Ni, Co, Zn в большинстве слоев по сравнению с пелагическими осадками [Скорнякова, 1976; Страхов, 1976].

Эксгальтивное влияние могли испытывать, вероятно, только те верхнеюрские или верхнемеловые красноцветные слои, которые непосредственно перекрывают базальтовый фундамент. К сожалению, они химически пока не изу-

ченны. В остальных случаях, где пестроцветные и красноцветные слои отделены от базальтового фундамента мощными осадочными слоями без признаков металлоносности, такое влияние маловероятно. По модели тектоники плит осаднение их должно было протекать далеко от любых известных центров спрединга или других зон активного вулканизма, которые могли бы поставить эксгалятивное вещество. В этой связи интересны данные по верхним слоям верхнемеловой пестроцветной толщи на подножиях гор Новой Англии, которые, как мы видели, резко отличаются от нижележащей вулканокластической формации, но близки к пестроцветным отложениям того же возраста других районов. Вряд ли можно такое однообразие увязать с локальным поступлением металлов из действовавших в районе гор гидротермальных источников. Предположению о локальном питании металлоносными растворами противоречит и весьма широкое региональное распространение пестроцветных слоев.

Остается предположить, что мезозойские пестроцветные и красноцветные слои отложились в пелагических условиях независимо (или почти независимо) от вулканической активности. Осадочный материал поступал из континентальных источников и ресурсов самой водной толщи океана, накапливаясь очень медленно со значительными перерывами. Медленное осадконакопление, чередующееся с эпизодическими перерывами и эрозией придонными течениями, предполагали и И. Лансело с соавторами [Lancelot et al., 1972] как необходимое условие образования исследованной ими пестроцветной верхнемеловой толщи. В большинстве изученных точек (скв. 100, 105, 382, 385, 386, 387, 391) осаднение в позднем мелу происходило явно глубже критической (компенсационной) глубины карбонатакопления в условиях очень низкой биологической продуктивности вод (о чем свидетельствует отсутствие кремнистых биогенных остатков). Такие условия, как известно, приводят к образованию пелагических глин современного океана [Скорнякова, Мурдмаз, 1968].

Важно подчеркнуть частую приуроченность к красноцветным и пестроцветным отложениям крупных стратиграфических перерывов. Появление красноцветных осадков, вероятно, вообще свойственно перерывам в глубоководном осадконакоплении. В современном Тихом океане огромные площади, занятые красноцветными эпелагическими глинами, средние скорости накопления которых менее 1 мм/1000 лет, можно в геологическом масштабе времени рассматривать почти как поверхности перерывов. Во всяком случае осадконакопление практически не происходит на значительной части этих площадей [Мурдмаз и др., 1976; Безруков и др., 1976].

Полосчатые пестроцветные верхнемеловые отложения можно интерпретировать как результат многократного чередования условий накопления и неотложения (или эрозии) осадков с последующей диагенетической миграцией красящих компонентов — гидроокислов Fe и Mn — в контрастных окислительно-восстановительных условиях.

Появление красноцветных осадков взамен сероцветных отражает, безусловно, какие-то значительные изменения палеогеографической обстановки. Прежде всего они привели к сокращению терригенного питания бассейна, так что осадки пелагического облика могли осаждаться близко к континентальному склону. Одной из возможных причин являются трансгрессии на прибрежных равнинах, приведшие к удалению береговой линии, а также пенепленизация континента. Существенную роль могли играть климатические изменения. Так, формация черных глин, явно образованная в условиях влажного теплого климата с обильной растительностью на континенте, могла смениться красноцветными и пестроцветными осадками в результате аридизации климата. На это указывают как будто признаки эолового материала (тонкодисперсный кварц). Глинистое вещество с повышенным содержанием каолинита могло при этом поступать из древних (для того времени) латеритных кор выветривания, как это имеет место в настоящее время у берегов Сахары или в Индийском океане к западу от Австралии. Наконец, сокращение скоростей накопления

тонких осадков и частичная эрозия, возможно, объясняются усилением придонных течений. Такое усиление связывают с дрейфом континентов и дальнейшим открытием проходов между ними, что хорошо обосновано для позднемеловой истории Атлантики.

Однако красноцветные и пестроцветные интервалы не строго разновозрастны. Помимо широко распространенных позднеюрского и позднемелового, отчетливые пестроцветные слои описаны в известковых осадках альб-аптского возраста на краю плато Блейк (скв. 390) и внутри формации альб-сеноманских черных глин (скв. 391), а также на поверхности мелководных нижнемеловых известняков хребта Джи-аномалии (скв. 384). Появление их, вероятно, связано с локальными причинами. Тем не менее эти локальные явления также приурочены к перерывам и резким изменениям обстановки осадконакопления. Так, пестрые пелагические нанноилы отложились в коньяке-сантоне с перерывом на поверхности быстро погружившихся мелководных известняков на хребте Джи-аномалии и в альбе - апте на выступе плато Блейк.

## УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Генетические аспекты океанских осадочных формаций можно сгруппировать в две крупные категории — тектонические и физико-географические. В первую входят тектонические структуры и стадии их развития как внутри бассейнов седиментации, так и в пределах соседних континентальных областей, служащих питающими провинциями в седиментогенезе: тектонические формы рельефа, вулканизм и гидротермальная деятельность, сейсмотектоника, синхронная осадконакоплению. Вторая категория охватывает все разнообразие фациальных условий, включая состав и динамику вод бассейна, биологические процессы, климат, орографию питающих провинций. Во многом эти условия зависят от тектонических факторов, создавая единую совокупность, в той или иной мере специфичную для каждой формации.

Рассмотренные в предыдущих главах осадочные и вулканогенно-осадочные формации залегают на ложе океана с океанским типом земной коры (и литосферы). Осадочный чехол всюду подстилается базальтовым фундаментом "второго" слоя океанской коры, в рассматриваемом регионе имеющим позднемезозойский возраст (поздняя юра — поздний мел). Большую часть площади занимает дно Северо-Американской котловины с современными глубинами 4—6 км, которое при приближении к континенту переходит в мощное осадочное тело континентального подножия, прислоненное к уступу континентального блока. Над равнинами ложа котловины возвышаются в виде прямолинейной цепи вулканические горы Новой Англии, образовавшиеся в меловой период (ранний мел?), а южнее — массивное Бермудское поднятие, вулканическое тело которого увенчано рифовыми известняками. На южной границе региона расположены Багамское поднятие и Антильская островная дуга с желобом Пуэрто-Рико. На востоке дно Северо-Американской котловины граничит с предгорьями Срединно-Атлантического хребта, возраст базальтового фундамента которого меняется от позднего мела — палеогена на фланге до плейстоцена и голоцена в осевой (рифтовой) зоне.

Непосредственно на базальтовом фундаменте на западе котловины залегают древняя карбонатная формация, в средней части — формация черных глин, а на востоке — пелагическая карбонатная формация. Имеют ли место случаи залегания на базальтах верхнемеловой формации пестрых глин, неизвестно. Из пробуренных скважин только 9-я, может быть, представляет такой случай. В цепи гор Новой Англии на базальтовом фундаменте отложилась щелочно-базальтовая формация, а на связанных с ней вулканокластических породах залегают формация пестрых глин.

Толейт-базальтовая формация "второго" слоя согласно гипотезе тектоники литосферных плит образуется в осевой зоне срединно-океанских хребтов, т.е. в рифтовой зоне раздвигов. Вулканизм ее порождающий, не распространяется далеко за пределы рифтовых зон (осей спрединга). Следовательно, осадочные формации, залегающие на базальтах фундамента, отложились на месте или вблизи рифтовых зон, если только не отделены во времени от базальтов длительным перерывом осадконакопления. Отсюда вытекает вероятность влияния на них поствулканических эксгалляций, связанных с близко расположенными подводными очагами извержений, а также глубинных гидротермальных раство-

ров поднимающихся по зонам повышенной проницаемости коры в условиях растяжения.

Влияние гидротерм и мощные проявления эксгальциционно-осадочных процессов известны в современных рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и по соседству с ними, где происходят гидротермальные изменения пелагических осадков [Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, Лисицын, 1979] и накапливаются металлоносные илы [Скорнякова, 1964; Bostrom e.a., 1969; Bischoff, 1969; Лисицын и др., 1976]. Надбазальтовые слои металлоносных пород эксгальциционно-осадочного генезиса описаны во многих скважинах "Гломара Челленджера", в том числе в Атлантическом океане.

Приведенный в предыдущих главах анализ распространения, строения и состава осадочных формаций показывает, что, с одной стороны, надбазальтовые слои пород в ряде случаев действительно несут черты постседиментационного гидротермального влияния или сингенетического эксгальциционно-осадочного процесса, но, с другой стороны, не удается выделить специфических осадочных формаций, которые были бы свойственны только тектонической обстановке рифтовых зон. Все древнейшие для разреза каждого данного района осадочные толщи, лежащие на базальтовом фундаменте, распространяются далее на запад, где подстилаются более древними осадками, не теряя при этом характерных особенностей состава и строения, что позволяет объединить их в единые формации. Исключением является только пелагическая карбонатная формация западного фланга современного срединного хребта, которая латерально сменяется глинистыми и кремнисто-глинистыми отложениями ложа Северо-Американской котловины. Характер этой смены, впрочем, по данным бурения не установлен.

Нет сомнений в формационном единстве древней карбонатной формации, хотя нижние слои ее, залегая на базальтах, проявляют геохимические и минералогические признаки металлоносных (или гидротермально измененных?) пород. Едино на обширных площадях своего распространения также формации черных и пестрых глин, несмотря на явные черты металлоносности нижней части толщи черных глин в скважине 386 и вероятные — в пестрых глинах скважины 9.

По-видимому, нет достаточных оснований и для выделения специфической пелагической карбонатной формации (формационного типа) срединно-океанских хребтов, как это делалось П.Л. Безруковым и соавтором ранее [Безруков, Мурдмаа, 1971]. Формация эта как конкретное геологическое тело (система тел) безусловно существует на западном фланге Срединно-Атлантического хребта, но она мало чем отличается от пелагических карбонатных формаций, не связанных с активными хребтами. Все это — формации относительно приподнятых структур дна океана, длительное время находившихся гипсометрически выше критической глубины карбонатакопления в условиях слабого терригенного питания. Принадлежность поднятий к системе срединных хребтов или к другим положительным структурам не меняет принципиально формационной природы карбонатных толщ [Безруков, 1974].

Что же касается металлоносности надбазальтовых слоев, то ее, по крайней мере в данном регионе, правильнее рассматривать как явление фациального порядка.

Определяют же природу и положение в пространстве осадочных формаций такие факторы, как ширина и глубина океанского бассейна седиментации, положение участка дна по отношению к континентальному склону, наличие или отсутствие шельфовых осадочных бассейнов — "ловушек" терригенного материала, длительное существование подводных возвышенностей. По положению в системе крупнейших мегаструктур (геотектур) континент — океан формации океанов Атлантического типа делятся [Безруков, Мурдмаа, 1971] на эпиконтинентальные (мы их здесь не рассматривали), приконтинентальные (континентального подножия и абиссальных аккумулятивных равнин) и пелагические (котловин и подводных возвышенностей). Все названные группы формаций удается выделить и в северо-западной части Атлантического океана.

Приконтинентальные формации основными отличительными признаками которых служат преобладание терригенного материала, высокие скорости осадко-накопления и сероцветность как отражение редукционных процессов раннего диагенеза, занимают в описываемом регионе доминирующее положение по крайней мере с конца юры, а судя по нижней сероцветной подформации древней карбонатной формации — с начала поздней юры. Пелагические карбонатные формации накапливались лишь на локальных поднятиях, где седиментация прерывалась эрозийно-размывами, но не меняла своей природы. На обширных же пространствах дна котловин пелагические условия устанавливались только в определенных, сравнительно короткие отрезки геологического времени. Такие существенно "пелагические" эпизоды в истории северо-западной Атлантики выявляются по широкому распространению красноцветных пород в поздней юре (подформация красных известняков и мергелей), в позднем мелу (формация пестрых глин) и в олигоцене — плейстоцене (формация пелагических глин). Они находят объяснение как в крупных тектонических событиях (трансгрессии на континентах, раскрытие проливов, возникновение эпиконтинентальных впадин—"ловушек"), так и в изменениях внешних факторов (аридизации климата, ослаблении денудации на континентах, оскудении растительности).

Попытаемся восстановить палеотектонические и палеогеографические условия накопления главных формаций, основываясь на реконструкциях расширения Атлантического океана и перемещения (дрейфа) континентальных блоков, сведениях о геологической истории восточной окраины Северной Америки, а главное, на генетической интерпретации данных, полученных при исследовании самих формаций.

Древнейшие осадки зародившегося в юрском периоде глубоководного океанического бассейна Северной Атлантики нам пока неизвестны. Во впадине Блейк-Багама у подножия уступа континентального склона была пробурена скважина 391 до глубины 1412 м, которая вскрыла породы красноцветной подформации верхней юры. По сейсмическим данным на расстоянии приблизительно 200 м от забоя скважины располагается еще один отражающий горизонт, а между ним и базальтовым фундаментом залегает какая-то осадочная толща мощностью порядка 100 м, возможный аналог нижней сероцветной подформации, вскрытой в скважине 100 под красноцветной карбонатной толщей непосредственно над базальтами. Это однородные серые микрокристаллические известняки и мергели келловей-оксфордского (?) возраста, накопившиеся в умеренно глубоководных условиях "верхней батии" [Lancelot e. a., 1972]. Имеются признаки частичного переотложения карбонатного материала донными течениями и гравитационными потоками, но в целом породы имеют гемипелагический характер и скорее всего отложились в условиях котловин довольно обширного открытого моря. Насколько широко они распространены, каковы контуры бассейна седиментации, по имеющимся данным судить невозможно.

Гораздо больше данных об условиях накопления отложений *красноцветной подформации* (оксфорд — титон) древней карбонатной формации. Установленный ареал ее распространения от скважины 105 на севере до впадины Блейк-Багама (скв. 391) и района Багамских островов (скв. 99, 100) на юге вытянут в меридиональном направлении более чем на 1000 км. Труднее определить ширину бассейна, но в южной своей части она была не меньше 500 км. Есть, однако, основания предположить, что единый глубоководный бассейн простирался в поздней юре до современной континентальной окраины Северной Африки и связывался с океаном Тетис. На реконструкциях Л.П. Зоненшайна и А.М. Горюничного [Зоненшайн, Горюничский, 1977; Горюничский и др., 1978] для времени 160–140 млн. лет (рис. 22) показан обширный бассейн шириной до 1–1,5 тыс. км с океанским типом литосферы, протягивающийся на север до Ньюфаундленда и соединяющийся через Карибский регион с Тихим океаном, а на востоке — с Тетисом.

В главе V сведены литологические и геохимические доводы в пользу пелагических условий накопления верхнеюрских красноцветных отложений северо-западной Атлантики. На пелагическую обстановку указывают единодушно все

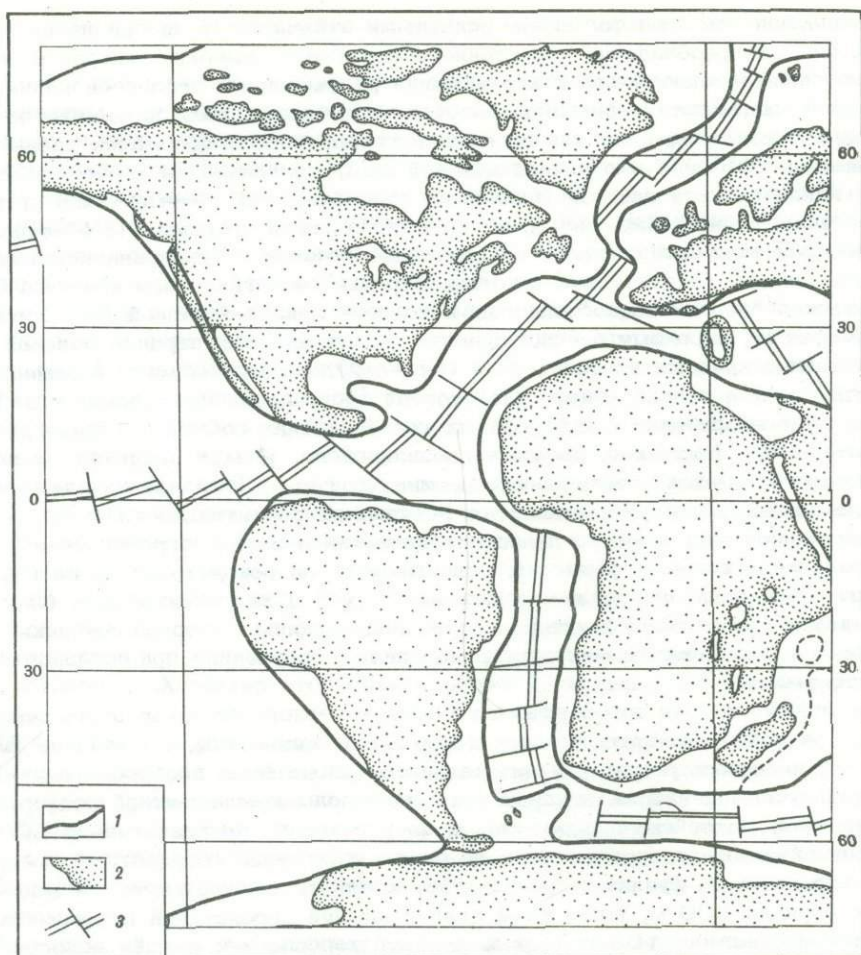


Рис. 22. Реконструкция Атлантического океана и окружающих его континентов в поздней юре (160–140 млн. лет назад) на время начала накопления древней карбонатной формации (согласно модели тектоники плит, по Л.П. Зоненшайну и А.М. Городницкому, 1977)

1 – границы океанов; 2 – континенты; 3 – ось срединно-океанских хребтов и трансформные разломы

исследователи [Bernoulli, 1972; Lancelot e. a., 1972; Sheridan e. a., 1978; Bourbon, 1978; Freeman, Enos, 1978]. При этом авторы ссылаются на литологические особенности пород (красноцветность, отсутствие грубого терригенного материала), на пелагический характер палеонтологических остатков (наннопланктон, радиолярии, аммониты, алтихи, калпиеонеллы, тинтинниды, остракоды, кости рыб и др.) и на отсутствие мелководной фауны.

На основании сопоставления характера разрезов, состава и текстурных особенностей пород, а также фауны Д. Бернулли [Bernoulli, 1972] пришел к выводу о литолого-фациальном сходстве верхнеюрских красноцветных глинисто-карбонатных пород северо-западной Атлантики (по данным 11-го рейса "Гломара Челленджера") с формацией Ammonitico Rosso Средиземноморско-Альпийского пояса. Аналогичное заключение сделал М. Бурбон [Bourbon, 1978], используя данные своих исследований верхнеюрских и меловых пород из скважины 391 и обширные материалы по одновозрастным отложениям северной континентальной окраины Тетиса в Западных Альпах. В обоих регионах, согласно палеогеографической интерпретации Д. Бернулли, осадкообразование происходило в пелагических условиях слабого поступления терригенного материала из удален-

ных источников. Рельеф дна бассейнов седиментации был расчлененный. На подводных склонах происходили оползни, возникали суспензионные потоки, переносившие накопившиеся там пелагические карбонатные осадки на дно депрессий. Подводные возвышенности (холмы, валы) характеризуются стратиграфически сжатыми толщами с частыми внутриформационными перерывами, обусловленными эрозией дна. Здесь нередки железистые корки цементации, возникающие при длительном существовании условий неотложения.

Данные, полученные в скважине 391 во впадине Блейк-Багама, согласуются с такими выводами об условиях осадконакопления. Несмотря на близкое расположение ее к континентальному склону (уступу плато Блейк), во время накопления красноцветной глинисто-карбонатной толщи (в поздней юре) сюда поступало мало терригенного материала и захоронилось ничтожное количество органического вещества, скорости осадконакопления были низкими.

Судя по неровной поверхности акустического фундамента, лишь частично сглаженного предшествовавшей аккумуляцией, рельеф дна бассейна был сложный. Скважина 391 пробурена на месте локального поднятия фундамента, над которым, вероятно, усиливались придонные течения, но гипсометрическое положение кровли красноцветной подформации (6300 м от поверхности океана) в этой скважине ниже, чем в скважинах 99, 100 и 105 (5200-5800 м), так что на разрезах вырисовывается пологий прогиб в сторону уступа континентального склона. Скважина 99 пробурена над четким поднятием фундамента, скважина 105 располагается в небольшой ложбине гребня погребенной возвышенности, а скважина 101 - на склоне высокого вала, не полностью захороненного до настоящего времени. Следовательно, ни одна из скважин не вскрыла фации дна депрессий, где мощности верхней юры судя по сейсмическим данным существенно возрастают [Ewing, Hollister, 1972]. Не исключено, что во впадинах позднеюрского бассейна красноцветные породы фациально сменяются на сероцветные или подстилаются сероцветными, как было обнаружено в скважине 100.

Вопрос о глубинах бассейнов седиментации красноцветных глинисто-карбонатных пород остается нерешенным. Д. Бернулли [Bernoulli, 1972] считает, что формация Ammonitico Rosso образовалась на глубине порядка 1000 м, а красноцветные верхнеюрские отложения северо-западной Атлантики - на той же или несколько большей глубине. При этом он, однако, справедливо отмечает отсутствие в породах планктонных фораминифер, что при наличии наннопланктона в пелагических осадках как будто свидетельствует о гипсометрическом уровне между лизоклином (уровнем начала растворения фораминифер) и КГК. То же наблюдали мы в 44-м рейсе в скважине 391. Это позволило Т. Фримэну и П. Иносу [Freeman, Enos, 1978] заключить, что глубина бассейна достигала 4,5-5,5 км.

В какой-то мере о глубине позднеюрского бассейна позволяет судить гипсометрическое положение рифовых построек на краю плато Блейк [Sheridan et al., 1971; Sheridan, 1976]. Кровля предположительно юрских рифов располагается по сейсмическим данным в настоящее время на глубине 3-3,3 км. Считая ее репером положения уровня океана в конце юры, мы получим глубину для кровли красноцветных известняков впадины Блейк-Багама порядка 3 км, конечно, если не считаться с возможностью дифференцированных тектонических движений блоков плато и впадины.

Допуская глубины, близкие к критической, мы можем легко объяснить появление в разрезе слабокарбонатных и мергельных красноцветных пород растворением части  $\text{CaCO}_3$ , как это имеет место в современных пелагических мергельных илах на границе известковых илов и пелагических (красных) глин. Но понижение карбонатности может быть вызвано и эпизодическим усилением поступления терригенного глинистого вещества, разбавляющего биогенный  $\text{CaCO}_3$ . Последнее представляется в данном случае более вероятным, поскольку наиболее высококарбонатными оказались массивные известняки пелагического облика, а именно глинистые прослойки несут признаки переотложения придонными течениями и суспензионными потоками. Возможно, что оба фактора

уменьшения карбонатности (растворение и "разбавление") действовали совместно. Одним из признаков умеренно глубоководных условий можно считать сохранение в нерастворенном виде арагонитовых фрагментов раковин аммонитов. Хотя и очень редкие, они все же свидетельствуют в пользу глубин, не сильно превышающих критическую глубину арагонита. Как известно по современным осадкам, полное растворение биогенного арагонита происходит на глубине меньшей, чем критическая для кальцита (2–2,5 км).

В этой связи заслуживает внимания еще один вариант объяснения. Поскольку известняковые прослои сложены почти нацело микрокристаллическим кальцитом без признаков сохранившихся биоморфных структур, а в глинистых прослоях наблюдается хорошая сохранность остатков наннопланктона, то возможно, что первые образовались не из нанноилов, а из арагонит-кальцитовой известковой "муки", снесенной с мелководий, впоследствии раскристаллизованной. Тогда красные мергелистые глины могут быть результатом растворения арагонита ниже его критической глубины с сохранением нетронутыми кальцита наннопланктона. Правда, отсутствие фораминифер этим не объясняется. М. Бурбон [Bourbon, 1978] без подробных объяснений также указывает на глубину большую, чем критическая, для арагонита, но меньшую, чем кальцитовая (КГК). На "батимальные" глубины указывают Р. Шеридан и др. [Sheridan e. a., 1978].

Существование пелагических условий вблизи подножия континентального склона представляет собой вторую не разрешенную пока проблему. К низким скоростям накопления терригенного материала могут привести двоякого рода причины: как слабое питание терригенным материалом, так и ограничение его осаждения из-за высокой подвижности придонных вод. Незначительный вынос терригенного материала, особенно грубого, с континента Северной Америки в конце юры согласуется с появлением на пути движения терригенного материала в океан "ловушек" – периокеанических прогибов [Хаин, 1971]. На внешнем краю этих прогибов, по-видимому, уже в поздней юре возникали барьерные рифы [Sheridan, 1976]. Триасовые прогибы заполнялись континентальными отложениями [Olsson, 1978]. Рельеф Аппалачей был, вероятно, очень низким, а уклон его способствовал сносу продуктов денудации на запад, в сторону Мексиканского залива [Sheridan e. a., 1978]. Эти обстоятельства, а также доменная пенеппенизация [Хаин, 1971] привели к уменьшению массы поступающих с континента в океан продуктов денудации. Наконец, следует учесть аридность климата в южной части континента, о чем свидетельствует развитие здесь, а также на Кубе и в районе Багамской банки эвапоритов юрского возраста.

Характер питающей провинции сказался на некоторых особенностях глубоководных осадков. Бескарбонатный глинистый и обломочный материал в породах красноцветной подформации имеет континентальное происхождение, причем питающей провинции были платформенными, о чем свидетельствует высокое содержание кварца, а также состав глинистых минералов (слюда, каолинит). Обогащенность кварцем указывает на "зрелость" минерального комплекса, вероятно, формировавшегося в результате глубокого химического выветривания и неоднократного перестроения первично гранитоидного вещества. Размыты подвергались платформенные осадочные породы, возможно, триасовые красноцветные отложения, известные в разрезе Приатлантической равнины Северной Америки. Обилие тонкодисперсного кварца может также свидетельствовать об оловом выносе терригенного материала в условиях засушливого климата.

В поздней юре, вероятно, имело также место усиление придонных течений и их эродирующее воздействие на дно бассейна. Это время развивающегося раскрытия океана и интенсификации системы его течений. Существование свободного прохода из Тетиса через Атлантику в Тихий океан (см. рис. 22) безусловно нашло отражение в циркуляции вод, в том числе глубинной. Высокая подвижность придонных вод и их хорошая аэрация служили необходимым дополнением для создания пелагических условий и окислительной среды раннего диагенеза.

Смена красноцветных глинисто-карбонатных осадков сероцветными в титонском веке (по данным из скв. 391 на рубеже раннего и позднего титона) означает прежде всего переход от пелагических условий к гемипелагическим с восстановительной средой раннего диагенеза, высоким содержанием органического вещества и большими скоростями осадконакопления. В данном регионе этот переход совпал с продолжающимся расширением ареала распространения древней карбонатной формации на восток за счет спрединга. Судя по распространению отражающего сейсмического горизонта бета бассейн накопления сероцветных карбонатных осадков распространялся в готериве — барреме от уступа плато Блейк по меньшей мере до подножия Бермудской возвышенности, имея ширину более 800 км только в западной половине океана. Сходная литологически и по возрасту формация известна также востоке океана, у континентальной окраины западной Африки [Lancelot, Seibold, 1977; Lancelot, Seibold e. a., 1977].

Согласно реконструкциям по модели тектоники плит эти два ареала были прежде соединены и образовывали единый бассейн. Раздвиги в рифтовой зоне спрединга расширяли этот бассейн с центра, так что на новообразованный базальтовый фундамент ложились последовательно все более молодые слои древней карбонатной формации, а в каждый момент времени существовал фациальный переход между карбонатными осадками и синхронными им базальтами. В завершающий этап, т.е. в момент начала накопления следующей формации черных глин (в барремском веке), спрединг привел к разрыву ареала карбонатных пород по рифтовой зоне. Кровля древней карбонатной формации, таким образом, фациально стыкуется с одновозрастными базальтами, а на разрывах наблюдается выклинивание формации снизу в восточном направлении.

На западе древняя карбонатная формация подходит к уступу континентального склона, над которым в то время возвышались барьерные рифы, а за ними в быстро погружающихся впадинах накапливались мелководные известняки, компенсируя опускание дна [Sheridan, 1974, 1976].

В скважинах 105 и 391, где детально изучены обе подформации, сероцветная отличается в среднем значительно более высокой карбонатностью, особенно в нижней части, по сравнению с красноцветной. Увеличение это выражается сокращением доли глинисто-мергельных прослоев в разрезе и возрастанием чистых микрокристаллических известняков, что можно было бы объяснить уменьшением глубины, если признать глинистые прослои результатом растворения  $\text{CaCO}_3$  на уровне КГК. Но поднятие дна на окраине ложа океана трудно согласовать с опусканием края континента, доказанным по рифовым постройкам и накоплению мощных толщ мелководных отложений на плато Блейк и на Багамской банке [Sheridan, 1974, 1976; Paulus, 1972]. Оно не вяжется и с теоретическими положениями тектоники плит, предсказывающими постоянное погружение литосферы при удалении от оси спрединга.

Некоторые исследователи предполагают значительное понижение уровня КГК, считая, что в поздней юре она располагалась на уровне 2500 м, а к апту — альбу достигла современного положения — около 4500 м [Bosellini, Winterer, 1975]. На основании анализа данных бурения Т. Ван Андел [Van Andel, 1975] заключил, что во всем Мировом океане имела место скорее обратная тенденция — понижение КГК от юры к позднему мелу.

Вряд ли возрастание карбонатности связано с уменьшением привноса разбавляющего терригенного материала. Весь облик сероцветной толщи и скорости его накопления свидетельствуют об усилении, а не об уменьшении поступления терригенного материала. Об этом свидетельствуют и данные бурения скважины COST B2 на шельфе у побережья штата Нью-Джерси (Sheridan e. a., 1978). Титон-барремский интервал в ней отличается быстрым накоплением мощной толщи песчаников и глин с прослоями углей, как предполагают, в дельтовых или прибрежно-лагунных условиях. Материал поступал с Аппалачей, которые в это время были приподняты и интенсивно размывались. Тонкозернистый материал, очевидно, поступал в океан, хотя и не в столь больших количествах, чтобы подавить биогенное карбонатонакопление.

Следовательно, увеличение карбонатности осадков на дне бассейна можно объяснить лишь возрастанием интенсивности самого биогенного процесса карбонатакопления либо в результате возрастания продукции пелагического биогенного  $\text{CaCO}_3$ , либо переотложения — сноса карбонатного материала на дно бассейна с подводных возвышенностей. Учитывая развитие слоистых текстур, в том числе с чертами тубидитов, последнее предположение кажется наиболее вероятным.

Сероцветная подформация, особенно в верхних слоях, обогащена органическим веществом в пересчете на бескарбонатное вещество не меньше, чем вышележащая формация черных глин. Органическое вещество, по крайней мере частично, имеет наземное растительное происхождение. В то же время его возрастание совпадает с появлением в породах остатков радиолярий и динофлагеллат, что скорее всего указывает на увеличение биологической продуктивности водоема.

Высокая концентрация органического вещества, особенно большие его абсолютные массы, в какой-то мере объясняется быстрыми темпами захоронения не столько за счет увеличения средних скоростей осадконакопления, сколько из-за пульсационного характера аккумуляции осадков, глинистого вещества в первую очередь. Глинистые прослой с высоким содержанием органики, по-видимому, отложились очень быстро, тогда как белые известняки с ходами илоедов представляют промежуточные гемипелагические условия. Обильные следы донных организмов, вероятно, принадлежавших к эвтрофной группировке бентоса, развивающейся в условиях избыточного питания, указывают на отсутствие стагнации придонных вод. Восстановительная среда, очевидно, устанавливалась в подповерхностных слоях осадков в ходе раннедиагенетического разложения органического вещества.

Глубина бассейна седиментации, судя по почти полному отсутствию фораминифер и обилию наннопланктона, была промежуточной между лизоклином и КГК, но во всяком случае глубже критической для арагонита. Разница отметок кровли нижнебарремских сероцветных известняков в скважине 391 (5975 м) и подошвы барремских нанноиллов, залегающих на мелководных известняках выступа плато Блейк в скважине 390 (2723 м) и 392 (2700 м) позволяет оценить глубину океана во впадине Блейк-Багама на время завершения накопления сероцветной подформации как равную 3250–3275 м, что сопоставимо с современным положением фораминиферового лизоклина. Следует иметь в виду, что эта глубина минимальная, ибо часть мелководных известняков могла быть срезана донной эрозией до начала накопления датированных барремских нанноиллов, а гипсометрическое положение их кровли в это время было уже не нулевым.

С момента обнаружения в 1-м рейсе "Гломара Челленджера" сероцветных верхнететонских — неоконских карбонатных пород в Северо-Западной Атлантике делались неоднократные попытки найти им аналоги среди геосинклинальных формаций Средиземноморского пояса [Ewing, Worzel e. a., 1969; Bernoulli, 1972; Bourbon, 1978]. М. Юинг с соавторами и Д. Бернулли предполагают такие аналоги среди близких по возрасту пелитоморфных известняков, известных в Альпах и Аппенинах под названием "формация Майолика" (также известняки Бианкона, Латтимуса, Калкаре Рунастре и др.). М. Бурбон проводит прямое сопоставление разрезов разновозрастных отложений впадины Блейк-Багама и зоны Бриансонне во Французских западных Альпах и приходит к следующим выводам об условиях осадконакопления на континентальных окраинах Атлантики и Тетиса в период от конца юры до готерива — баррема. Глубины в обоих районах были меньше КГК, но, вероятно, превышали уровень лизоклина. Рельеф дна бассейнов был неровный, о чем свидетельствуют разнообразные признаки переотложения осадков, в том числе подводно-оползневые и подводно-обвальные отложения в зоне Бриансонне, турбидиты и тонкослоистые породы в Атлантике. В течение раннего мела происходил постепенный переход от окислительных условий к резко восстановительным с максимумом в апте — альбе. Палеотемпературы и соленость вод были близки современным тропическим [Letolle e. a., 1978]. Увеличение интенсивности накопления органического вещества констатируется в обоих сравниваемых районах.

Д. Бернулли подчеркивает пелагическую обстановку накопления формации Майолика и его фациальных аналогов на основании высокой карбонатности и планктоногенного состава известняков. Глубина была несколько больше, чем при накоплении красноцветной подформации и ее аналога *Ammonitico Rosso*. Вторым фациальным аналогом сероцветной подформации (в скв. 101, 105) Д. Бернулли [Bernoulli, 1972] считает формацию *Magne a Fucoidi*. По возрасту и приведенным особенностям состава (высокому содержанию радиолярий, органического вещества, пирита, наличию слоев черных битуминозных глин) она в то же время напоминает нашу формацию черных глин, только представленную более карбонатными (менее глубоководными) фациями. Характеризуя обстановку осадконакопления, Д. Бернулли опять подчеркивает, что она была пелагической, хотя и с более значительным привнесом терригенного глинистого материала, чем при образовании формации Майолика. Глубину бассейна он называет "глубокой батинальной", но меньшей, чем при образовании черных глин. К такому же выводу о глубине пришли Р. Шеридан и др. [Sheridan e. a., 1978].

Итак, сероцветная карбонатная подформация образовалась в условиях расширяющегося глубоководного бассейна, дно которого испытывало некомпенсированное погружение в отличие от граничащих с ним на западе мелководий, где соблюдалось равенство скоростей опускания и аккумуляции карбонатных толщ, в том числе роста рифов. Палеогеографические и палеотектонические причины смены пелагической обстановки (красноцветной подформации) гемипелагической, нашедшей отражение в повышении скоростей осадконакопления, увеличении содержания органического вещества и появлении восстановительной среды диагенеза, пока не выяснены. Скорее всего их следует искать в гумидизации климата, усилении денудации и выноса аллохтонного органического вещества с континента, о чем, в частности, свидетельствует появление угленосных цельтовых отложений, вскрытых скважиной COST B2 на шельфе Нью-Джерси [Sheridan e. a., 1978]. В условиях гумидного климата увеличилась, вероятно, и биологическая продуктивность водоема.

Примерно на рубеже барремского и аптского веков, но, по-видимому, не всюду одновременно накопление карбонатных пород в глубоководной котловине северо-западной части Атлантики прекратилось, сменившись аккумуляцией формации черных глин. Ареал распространения последних достиг здесь к началу позднего мела ширины 1200 км, что значительно меньше полной ширины бассейна седиментации, так как сходная формация образовывалась и к востоку от современного Срединно-Атлантического хребта [Lancelot, Seibold, 1977]. Оба ареала в позднем мелу до начала спрединга по этому хребту, вероятно, представляли единое целое, охватывая большую часть дна океана того времени (рис. 23).

Переход от карбонатных пород преимущественно бескарбонатным глинистым большинство исследователей связывают с увеличением глубины по отношению к КГК, считая черные глины осадками, накопившимися около КГК или несколько глубже [Lancelot e. a., 1972; Bernoulli, 1972; Tucholke, Vogt e. a., 1979; Benson, Sheridan e. a., 1978; Sheridan e. a., 1978; Bourbon, 1978; Freeman, Epos, 1978]. Действительно, характер этого перехода — постепенное (но быстрое) уменьшение доли прослоев известняков в разрезе до их полного исчезновения, уменьшение содержания остатков наннопланктона в глинистых породах в ряде случаев до нулевых значений, сохранение карбонатности только в переотложенных турбидитных слоях — лучше всего объясняется растворением  $\text{CaCO}_3$  ниже КГК. Гораздо менее правдоподобно сильное разбавление биогенного карбоната терригенным глинистым веществом. Во-первых, это требовало бы по меньшей мере десятикратного увеличения скоростей осадконакопления, чего не наблюдается. Во-вторых, черные глины в скважинах 386 и 387 обогатены радиоляриями — сравнительно медленно накапливающимся пелагическим компонентом осадков, что указывает скорее на замедление накопления терригенного материала и  $\text{CaCO}_3$ , чем на его усиление. Радиолярии свидетельствуют о сравнительно высокой биологической продуктивности бассейна, так что отсутствие остатков карбонатных организмов нельзя объяснить и уменьшением их продук-

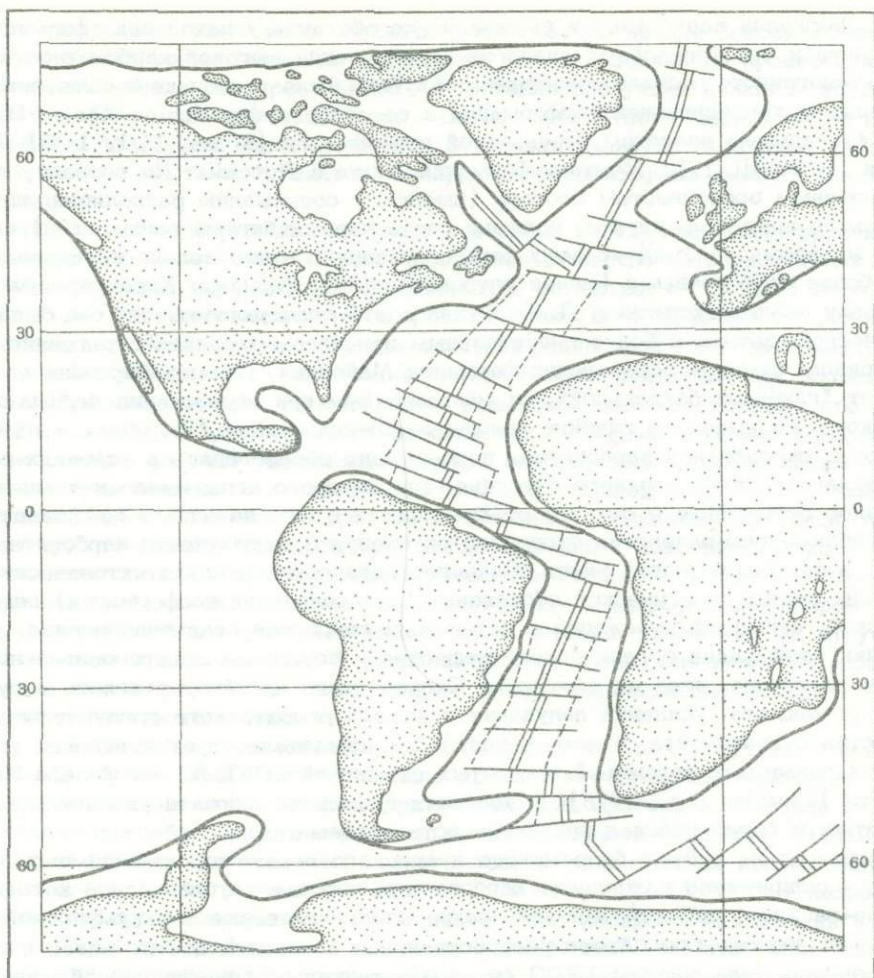


Рис. 23. Реконструкция Атлантического океана и окружающих континентов в позднем мелу (100–80 млн. лет назад), примерно соответствующего времени образования формации пестрых глин (согласно модели тектоники плит, по Л.П. Зоненшайну и А.М. Городницкому, 1977)  
Условные обозначения см. на рис. 22

ции. О глубине большей КГК говорит и присутствие агглютинирующих бентосных фораминифер при отсутствии секреторных.

Но приведенные соображения касаются только глубины по отношению к КГК, а не абсолютной. С одинаковым успехом их можно отнести к поднятию КГК на более высокий гипсометрический уровень. Согласно Ван Анделю [Van Andel, 1975], время образования формации черных глин (главным образом алт – сеноман) действительно отличалось одним из наиболее высоких уровней КГК в Атлантике, а также в Индийском океане (около 3,5 км или меньше), причем выявляется тенденция его подъема по сравнению с началом раннего мела. По новым данным [Tucholke, Vogt, 1979] КГК была здесь 2,3–3 км.

Однако время начала накопления черных глин приблизительно совпадает с быстрым погружением соседних мелководий – фундамента Багамской банки [Paulus, 1972], плато Блейк и других районов континентальной окраины Северной Америки [Sheridan, 1974, 1976; Benson, Sheridan e. a., 1978]. В районе Багамской банки это погружение привело к компенсирующему накоплению мощной мелководной карбонатной толщи, а на выступе плато Блейк (скв. 390, 392) – к смене мелководных карбонатных формаций пелагическими за счет

резкого увеличения глубины, не компенсированного рифообразованием. Если считать минимальной глубиной образования пелагической карбонатной формации плато Блейк 500 м, как полагает Р. Шеридан [Sheridan e. a., 1978], то мы получим абсолютную глубину соседнего бассейна накопления черных глин во впадине Блейк-Багама на время апта - альба порядка 3,7-3,8 км (абсолютная отметка соответствующих слоев черных глин около 6000 м, пелагической карбонатной формации 2700-2800 м). Поскольку принятая глубина пелагического карбонатонакопления 500 м, по-видимому, слишком мала, глубина бассейна превышала здесь, вероятно, 4 км.

Сопоставление современного гипсометрического положения формации черных глин и кровли нижнемеловых мелководных известняков Багамской банки и Флориды [Sheridan, 1976] дает разницу порядка 2-3,5 км, но здесь она явно изменена более поздними дифференциальными блоковыми движениями, в ходе которых Багамская банка опустилась по крайней мере на 1-2 км по отношению к ложу океана, глубина которого во время накопления черных глин была, вероятно, не меньше 3,5-4 км.

На севере по разрезу через Балтиморский каньон кровля альбских мелководных известняков находится на отметке около 4 км, а кровля апт-барремских - на 6 км, указывая на компенсированное осадконакоплением погружение континентальной окраины порядка 2 км в течение альбского века [Sheridan, 1976]. В ближайшей к этому каньону скважине 105, пробуренной на основании континентального подножия, апт-альбские слои черных глин занимают положение между 5565-5664 м от современного уровня океана. Здесь произошло, очевидно, опережающее погружение периокеанического прогиба, заполнявшегося мелководными отложениями от верхнемеловых до миоценовых мощностью более 4 км, по сравнению с краем ложа океана на месте скважины 105, устье которой находится на современной глубине 5260 м. Для конца альбского века разница современных отметок между черными глинами и мелководными известняками составляет около 1,5 км.

В удалении от континентального подножия (скв. 386) граница между альбом и аптом находится на абсолютной отметке около 5700 м, а подошва формации черных глин - на 5757 м. В скважине 387 контакт с нижележащими известняками, точно не датированный, расположен на глубине около 5700 м. Сравнивая эти отметки с полученными во впадине Блейк-Багама, мы видим, что последние залегают на 200-300 м ниже. Первичное ли это различие или вызвано позднейшим прогибанием впадины, установить не удастся. Важно подчеркнуть, что имеющиеся данные не дают основания предположить значительного уменьшения глубин к востоку в сторону скважины 386, где формация черных глин непосредственно перекрывает базальты фундамента и по модели тектоники плит должна была накапливаться вблизи гребня срединного хребта (оси спрединга). Правда, повышенная карбонатность нижних ее слоев, скорее всего обусловленная переотложением биогенного  $\text{CaCO}_3$  с меньших глубин, как будто указывает на соседство возвышенностей, возможно, гребня срединного хребта.

Глубоководность формации черных глин данного региона вряд ли вызывает сомнение. Мы не видим в слагающих ее породах никаких признаков мелководности, а приведенные выше доводы прямо или косвенно свидетельствуют в пользу больших глубин. На большей части площади бассейна они были не меньше 3-3,5 км, а в отдельных впадинах, вероятно, превышали 4 км.

Здесь следует сказать, что некоторые исследователи придерживаются точки зрения о мелководных прибрежно-морских условиях накопления "черных сланцев" восточной Атлантики [Боголюбова, Тимофеев, 1978], по литологическим характеристикам и возрасту мало отличающихся от пород формации черных глин Северо-Американской котловины. Не исключая возможности существования мелководных фаций этих отложений, мы должны все же отметить, что доводы, приводимые в подтверждение этой точки зрения, недостаточно убедительны. Такие признаки "черных сланцев", как обилие аутигенного пирита, в том числе связанного с остатками растительной ткани, присутствие

остатков наземных растений, примесь терригенного алеврита, ходы илюедов, микрослойчатая текстура, высокое суммарное содержание органического вещества, в полной мере свойственные и черным глинам Северо-Американской котловины, по нашему мнению, не доказывают мелководности условий осадко-накопления. Любые из перечисленных признаков, как взятые в отдельности, так и в сочетании друг с другом, встречаются в современных осадках на больших глубинах вплоть до ультраабиссальных (в глубоководных желобах) и на значительном расстоянии от берегов (сотни километров).

Что же касается преимущественно водорослевого (сапропелевого) состава органического вещества и сохранения форменных элементов одноклеточных водорослей (динофлагеллат?), то и к этому признаку мелководности, особо подчеркнутому Л.И. Боголюбовой и П.П. Тимофеевым [1978], нужно относиться осторожно. Динофлагеллаты хорошей сохранности, как известно, встречаются в достоверно глубоководных океанских отложениях от позднеюрских до плейстоценовых [Habib, 1972], а органическое вещество современных океанских осадков почти всюду преимущественно планктоногенное (сапропелевое). Правда, мы не имеем в современном океане глубоководных осадков со столь высоким, как в некоторых прослоях черных глин, содержанием водорослевого органического вещества. По-видимому, накопление черных глин происходило в уникальной обстановке, но это еще не значит, что она обязательно была мелководной.

Главная отличительная особенность формирования черных глин — высокое содержание органического вещества, точнее, наличие пород, резко обогащенных им. До окончательного решения проблемы генезиса этого органического вещества [Kuenvolden, 1978] трудно делать достаточно обоснованные выводы о причинах такого обогащения, а следовательно, о палеогеографических и палеоокеанологических условиях накопления формации. Многие исследователи вплоть до последнего времени делали упор на анаэробные условия (стагнацию) придонных вод океана в целом или отдельных изолированных его котловин как основную причину черного цвета пород и сохранности органического вещества от разложения [Lancelot e.a., 1972; Bemoulli, 1972; Thiede, Van Andel, 1977, и др.]. Однако ряд признаков, прежде всего обилие следов донной фауны, наблюдающихся не только в серых, но также в черных слоях, заставляет сомневаться в правильности такого объяснения. Не укладываются в представление о стабильном сероводородном заражении или анаэробности застойных вод также находки донных агглютинирующих фораминифер (скв. 391) и следы интенсивной придонной циркуляции вод.

И.Н. Маккейв и другие участники 43-го рейса [McCave, 1979 b; Tucholke, Vogt e.a., 1979], учитывая связь между обогащенностью органическим веществом и радиоляриевыми прослоями в скважинах 386 и 387, высказали предположение о зависимости этих показателей от высокой биологической продуктивности водоема ("долговременного цветения" по выражению И.Н. Маккейва). Согласно этой гипотезе описанные в главе II циклы накопления черных и серых глин происходили при чередовании кислородных и бескислородных условий придонных вод, вызванном колебаниями продуктивности водоема и скоростей придонных течений. Предполагается, что в этапы высокой продуктивности кислород у дна полностью расходуется на окисление органического вещества, и в осадках возникает свободный сероводород, а при уменьшении продуктивности и усилении течений восстанавливается кислородная среда.

К такой схеме можно лишь добавить, что даже временные анаэробные условия придонных вод не обязательны. Возникновение резко восстановительной среды со свободным сероводородом — широко распространенное явление в современных гемипелагических осадках, даже не очень сильно обогащенных органическим веществом и при наличии кислорода в придонной воде.

Эпизодическое усиление поступления на дно бассейна органического вещества как основная причина возникновения обогащенных им черных слоев остается в силе, если это вещество имеет не морское планктоногенное происхождение, а поступало с суши в виде растительных остатков и гумусового веществ-

ва. Важное значение в обоих вариантах генезиса органического вещества должны были иметь скорости его захоронения. Пульсационный характер седиментации, о чем свидетельствуют слоистые текстуры, вероятно, способствовал быстрому захоронению реакционноспособной органики и раннедиагенетическим бактериальным процессам ее разложения в подповерхностных слоях осадков. Не исключено, что кратковременные этапы ускорения осадконакопления имели не меньшее значение, чем усиление продуктивности водоема или поставки органического вещества с суши.

Как я уже указывал выше, усиленное поступление и захоронение в осадках органического вещества приурочены не к началу накопления формации черных глин, а имели место еще раньше, при образовании сероцветных карбонатных толщ раннего мела. Черные глины отражают продолжение и дальнейшее развитие этих тенденций, максимум которых наступил, вероятно, в сеноманском веке, когда почти синхронно появились прослой с наиболее высоким содержанием органического вещества в разных районах (скв. 105, 386, 387). После этой вспышки накопление обогащенных органикой черных глин быстро прекратилось, уступая место верхнемеловым пестрым глинам пелагического типа. Лишь локально на короткое время оно возобновилось в палеоцене (скв. 387).

Длительный период (весь ранний и начало позднего мела) сравнительно интенсивного накопления осадков обогащенных органическим веществом, создавшем восстановительную среду диагенеза на дне расширяющейся океанской котловины, скорее всего связан с условиями питания бассейна. На главных водосборных площадях, по-видимому, господствовал гумидный климат, существовала развитая речная сеть и обильная растительность. Аридные условия поздней юры исчезли, о чем свидетельствует смена эвапоритов терригенными и биогенными карбонатными породами в эпиконтинентальных бассейнах седиментации, площади которых увеличились в ходе трансгрессии. На Приатлантической равнине Северной Америки в раннем мелу терригенное осадконакопление происходило в лагунно-континентальных условиях [Хаин, 1971]. В депрессиях накапливались мощные толщи песчаников и конгломератов, а также угленосных отложений [Olsson, 1978]. Усиленная эрозия поднимающихся Аппалачей привела к образованию мощных дельтово-болотных отложений на шельфе Нью-Джерси [Sheridan et al., 1978]. Теплый гумидный климат, очевидно, способствовал развитию растительного покрова на суше и усиленному выносу аллохтонного органического вещества в океанский бассейн, где одновременно увеличивалась биологическая продуктивность. Расширение площадей осадконакопления, главным образом континентального (песчаники), происходило на противоположном берегу раннемелового океана в Северной Африке [Хаин, 1971].

В целом ранний мел характеризовался общей интенсификацией осадкообразования как на континентах, так и на дне океана. В осадочный процесс было вовлечено большее количество вещества (терригенного, биогенного), чем в предшествовавший позднеюрский этап и в последующий позднемеловой. По-видимому, это свидетельствует об интенсивной денудации областей размыва и усиленной мобилизации осадочного вещества.

Вблизи осей спрединга, там, где осадочные породы отложились на поверхности вновь образованного базальтового фундамента, происходило обогащение их железом, марганцем, никелем, цинком за счет эндогенной поставки вещества. Пока не ясно, был ли это эксгальциционно-осадочный процесс, подобный описанному на современных срединно-океанских хребтах [Bostrom, 1973; Лисицын и др., 1976; Страхов, 1976], или гидротермальное (инфильтрационное) воздействие снизу на образовавшиеся осадочные толщи. Гесхимические и минералогические особенности металлоносных пород формации черных глин в скважине 386 лучше объясняются последним, но возможно и сочетание эксгальциционно-осадочного механизма с последующими эпигенетическими изменениями в условиях повышенных температур.

*Пестроцветная глинистая* верхнемеловая формация Северо-Американской котловины знаменует новый, существенно отличный этап геологической исто-

рии региона. Площадь бассейна ее накопления была, по имеющимся данным, шире, чем при образовании черных глин. На севере она простиралась до гор Новой Англии, а скорее всего и дальше, до подножия континентального склона Ньюфаундленда. На юго-востоке расстояние от континентального склона Северной Америки (скв. 105, 391) до латеральной смены пестрых пелагических глин одновозрастными пелагическими карбонатными осадками фланга Срединно-Атлантического хребта составляет 1,5–2 тыс. км. Аналоги формации описаны в восточной части Атлантического океана. В начале времени ее накопления эти два ареала, по-видимому, были разделены только полосой базальтов оси рифтовой зоны, переместившейся в позднем мелу на восток, в свое современное положение. Позже на воздымающемся Срединно-Атлантическом хребте происходило накопление пелагической карбонатной формации, и ареалы пестрых глин по обе стороны от хребта оказались разорванными.

Одновременно с пестроцветной глинистой формацией дна котловины на плато Блейк накапливались пелагические карбонатные осадки. Карбонатные породы, сменяющиеся у берега песками и глинами, слагают верхнемеловой разрез периокеанических прогибов также севернее, в районе Балтимора. Хотя развитие мощных барьерных рифов на бровке континентального склона прекратилось в барреме – апте, небольшие карбонатные банки и рифовые комплексы существовали вплоть до турона, но исчезли к сантону – кампану [Sheridan, 1976]. Абсолютная отметка вершины таких поздних рифов на краю высокой части плато Блейк – около 1 км, у Балтиморского каньона – примерно 3 км. Далее к северу на континентальном шельфе Нова Скотия мелководное карбонатонакопление, происходившее в периокеаническом прогибе в поздней юре – раннем мелу, сменилось в позднем мелу образованием песчано-глинистых осадков [Jansa, Wade, 1975; Parsons, 1975]. Вероятно, до коньякского или сантонского веков, но не позже маастрихта продолжались мелководные условия на гребне хребта Джи-аномалии (скв. 384), который затем быстро погрузился. Современная глубина кровли мелководных известняков здесь 4100 м.

Таким образом, в период образования в котловине пестрых глин происходило опускание континентальной окраины, приведшее к прекращению мелководного биогенного карбонатонакопления. Гипсометрические отметки кровли досантонских мелководных известняков выше одновозрастных пестроцветных слоев соседних котловин в районе плато Блейк на 5 км, в районе Балтиморского каньона на 2,5 км.

По единодушному мнению всех исследователей, пестроцветная глинистая формация образовалась в глубоководных (глубже КГК) пелагических условиях при низкой биологической продуктивности вод. Глубоководные условия доказываются почти полным отсутствием карбонатных микропалеонтологических остатков, в том числе кокколитов и каких-либо остатков мелководной фауны.

Доводы в пользу пелагических условий осадкообразования были приведены в главе V. Сюда относятся преобладание красноцветных пород с низким содержанием органического вещества; очень низкие средние скорости осадконакопления, определенные биостратиграфическим методом и подтвержденные совокупностью фациальных признаков, таких, как присутствие пелагического костного детрита и марганцевых микроконкреций; повышенное содержание железа, иногда марганца и характерных для пелагических глин микроэлементов. О низкой биологической продуктивности вод свидетельствует отсутствие кремневых микроорганизмов и низкое содержание органического вещества – признаки, также характерные для глубоководных пелагических глин субтропических зон современного океана. Повышенное содержание тонкозернистого кварца, возможно, олового происхождения, наводит на мысль об аридности климата.

На шельфе Нью-Джерси по данным скважины COST B2 [Sheridan *et al.*, 1978] дельтово-болотные условия сменились морскими, накапливались морские пески, глины и мелководные известняки, что указывает на развитие трансгрессии в период от сеномана до сантона. В кампане – маастрихте появились признаки углубления шельфа и дальнейшего ослабления терригенного питания, оче-

видно, обусловленные удалением береговой линии в ходе обширной позднемеловой трансгрессии, вызванной опусканиями на континенте.

В главе V высказано предположение о прерывистом накоплении пород формации, т.е. о чередовании сравнительно кратких эпизодов пелагического (а отчасти гемипелагического или турбидитного) осадконакопления с многочисленными перерывами — периодами неотложения или эрозии. Длительная экспозиция ранее отложившихся осадков действию придонных вод во время перерывов привела к образованию ожелезненных корок, а иногда и марганцевых корок или стяжений (ржаво-бурые и черные прослои в полосчатой толще). Эпизоды сравнительно быстрого осадконакопления зафиксировались в виде серых прослоев с повышенным содержанием органического вещества.

Перерывы осадконакопления, а также ряд других признаков (например, "струйки" кварцевого алеврита в глинах) указывают на высокую активность придонных течений. Отчасти течения, по-видимому, ответственны и за пелагические условия, так как создавали препятствия осаждению тонкой взвеси, тем самым уменьшая скорости осадконакопления до пелагических. Усиление придонных течений в позднем мелу можно связать с продолжающимся разрастанием океана, с открытием широких глубоководных проходов в Арктический бассейн и в Южную Атлантику при сохранении связи с Тихим океаном и Тетисом (см. рис. 23).

Высказанное ранее предположение [Lancelot e.a., 1972] о ведущей роли эксгалаций в создании слабо металлоносных пестрых глин не подтвердилось нашими исследованиями. В то же время нельзя отрицать влияния вулканической деятельности на осадкообразование в позднемеловую эпоху, когда были активны вулканы в цепи подводных гор Новой Англии, а скорость спрединга в рифтовой зоне срединного хребта, по мнению многих исследователей, увеличилась. На подножиях гор Новой Англии в это время (предположительно коньяк — сантон — кампан) накопилась глинисто-вулканокластическая пестроцветная формация. Хотя ее точная синхронность с вулканизмом и вызывает сомнения (скорее всего это переотложенные эдафогенные отложения, более молодые, чем вулканизм), разрыв во времени вряд ли значительный. Прослои, содержащие полностью переработанный вулканокластический материал обнаружены среди пестрых глин в разных скважинах (105, 386, 391).

Эксгалационно-осадочные процессы, по-видимому, имели место при накоплении пестрых глин непосредственно на базальтовом фундаменте (скв. 9) вблизи рифтовой зоны с его вулканической и гидротермальной активностью. Не исключено также слабое (фоновое) влияние подводных эксгалаций на весь бассейн седиментации в условиях весьма медленной аккумуляции терригенного и биогенного материала, но нельзя признать его ведущей роли в создании облика и геохимической специфики формации.

Новый этап интенсивного осадконакопления на дне Северо-Американской котловины, в целом характеризующийся гемипелагической обстановкой, начался в палеоцене, достиг максимума в среднем эоцене и сменился в позднем эоцене — олигоцене очередным периодом перерывов и медленной аккумуляции в пелагических условиях седиментации. В этот эоценовый этап образовалась *карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная* формация. Вместе с одновозрастными гемипелагическими и пелагическими фациями на периферии ареал ее распространения протягивается в меридиональном направлении на 2 тыс. км, имея ширину 1,2–1,4 тыс. км.

Приведенные размеры не характеризуют пределы глубоководной котловины, так как вдоль континентального подножия протягивается зона, где весь палеоген размывает течениями (скв. 391, 105, а также скважины 4, 5, 99, 100, 101 в районе к северу от Багамской банки). На востоке между скважинами 9 и 10 происходит латеральная смена кремнисто-глинистых турбидитов пелагической карбонатной формацией Срединно-Атлантического хребта. Интересно отметить, что в этом же промежутке порядка 600 км латеральная смена бескарбонатных формаций карбонатной имела место также в позднем мелу, а затем в неогене.

Обстановку накопления карбонатно-кремнисто-глинистой формации характеризует высокая биологическая продуктивность вод, обеспечивавшая интенсивное кремненакопление. Усиление кремнеаккумуляции в эоцене свойственно не только многим районам Мирового океана, но также эпиконтинентальным бассейнам. Причины этого глобального явления пока не выяснены. Не исключена связь его с активизацией вулканизма во многих районах мира, приведшей к обогащению вод Мирового океана лимитирующими биологическую продуктивность компонентами: фосфором, кремнеземом, азотными соединениями.

Одновременно в Северо-Американскую котловину поступало больше терригенного глинистого вещества по сравнению с позднемеловым – палеоценовым этапом. Главный компонент пород формации по абсолютным массам – тонкое глинистое вещество преимущественно монтмориллонитового состава со сравнительно низким содержанием обломочного материала. Очевидно, во время накопления формации на континенте существовали условия, благоприятствующие химическому выветриванию, а на пути переноса терригенного материала в океан происходила совершенная механическая дифференциация продуктов денудации.

На плато Блейк в эоцене накапливались пелагические нанноиды. По сравнению с палеоценом скорость осадконакопления резко возросла (до 15 мм/1000 лет), а в составе осадков появились в значительном количестве радиолярии, свидетельствующие об увеличении биологической продуктивности [Benson, Sheridan, e.a., 1978]. Ускорение в эоцене накопления известковых осадков – одновременным появлением радиолярий отмечено также на хребте Джи-аномалии [Tucholke, Vogt e.a., 1979] и на фланге Срединно-Атлантического хребта [Peterson, Edgar e.a., 1970].

На востоке Северной Америки в эоцене происходили опускания и развивалась трансгрессия, сменившая кратковременную палеоценовую регрессию [Sheridan, 1976]. На Приатлантической равнине эоценовые мелководные морские и прибрежно-морские отложения трансгрессивно, с перерывом, залегают на породах верхнего мела [Хаин, 1971]. Эпиконтинентальные бассейны имели в эоцене значительную глубину, по микропалеонтологическим данным она местами соответствовала верхней батиали [Olsson, 1978]. Накапливались преимущественно глинистые и мергельные осадки, местами с примесью биогенного кремнезема. В Аппалачах после позднемеловых – раннепалеогеновых сводовых поднятий в эоцене господствовали процессы выравнивания и выработки пенеплена Скули. Таким образом, усиление осадконакопления, в том числе терригенного глинонакопления в океанской котловине, совпало по времени с трансгрессией, выравниванием, терригенным осадконакоплением на континенте и карбонатонакоплением на континентальной окраине. У подножия континентальной окраины действовали интенсивные контурные течения, препятствовавшие накоплению эоценовых осадков. Возможно, правда, что они все же отложились, но были размывы позже, в олигоцене.

Характерный механизм седиментации на дне Северо-Американской котловины был турбидитный. Именно турбидиты обеспечили высокие средние скорости накопления кремнисто-глинистых осадков в центре бассейна вокруг Бермудской возвышенности. Но это турбидиты особого рода, условно названные "пелагическими". Они не имеют прямой связи с наземными или мелководными источниками вещества, роль грубозернистого компонента в них принадлежит пелагическим организмам, главным образом радиоляриям. Мутьевые потоки перемешали массы гемипелагических, возможно, и пелагических глубоководных осадков со склонов подводных возвышенностей на дно локальных депрессий. Источники вещества располагались в одних случаях выше КГК (тогда возникали известковые и мергельные турбидитные ритмы), в других – ниже (бескарбонатные ритмы). Разгрузка, т.е. накопление турбидитов, происходила во всех изученных точках явно глубже КГК.

Возникновение многократно повторяющихся мутьевых потоков в глубоководных условиях возможно только при наличии расчлененного рельефа дна и достаточно интенсивной пелагической (гемипелагической) аккумуляции осадков на склонах. Способствовала их возникновению кремнистость осадков. Высокопорис-

тые биогенные кремнистые осадки особенно легко поддаются размыву течениями и при этом, по-видимому, могут переходить в суспензию, способную течь как гравитационный мутьевой поток вниз по склону. Вероятен и другой механизм — сползание осадков со склонов под действием собственного веса, с последующим переходом в суспензию при перемешивании ила с водой. Такой процесс может иметь автоколебательный характер, когда в целом равномерное гемипелагическое накопление осадков в силу периодического превышения предельных величин масс, удерживающихся на склоне, переходит в ритмично повторяющийся процесс турбидитной седиментации без обязательных внешних толчков. Впрочем, не исключено и влияние сейсмичности в качестве "спускового механизма" мутьевых потоков.

Усиленная поставка терригенного глинистого и биогенного кремнистого материала в центральную часть глубоководного бассейна в какой-то мере могла быть обусловлена перемывом его придонными течениями из района континентального подножия, где эоценовые отложения размывы. По косвенным данным их мощность могла там достигать 800 м [Sheridan et al., 1978].

В позднем эоцене накопление турбидитов прекратилось, но еще до позднего олигоцена местами (скв. 387) продолжали накапливаться слабоскремнистые радиоляриевые глины пелагического облика. В большинстве скважин олигоценовые отложения отсутствуют, однако существование перерывов между среднеэоценовыми кремнисто-глинистыми породами и вышележащими неоген-четвертичными отложениями доказано не везде, поскольку переходы попадают в неопробованные интервалы либо отсутствуют микрöpалеонтологические датировки. По величине интервалов между эоценом и миоценом можно все же догадаться, что, если олигоценовые отложения присутствуют, они маломощны и представлены, вероятно, пелагическими глинами. В целом же олигоцен-время перерывов и ограниченного осадконакопления в пределах котловины. На плато Блейк в это время продолжалось пелагическое карбонатакопление, а на шельфе — накопление мелководных карбонатных осадков. На опущенном выступе плато (скв. 390, 392) с конца эоцена существовали условия неотложения и размыва. Эоценовыми отложениями завершается разрез пелагических известковых осадков и на хребте Джи-аномалии, после чего здесь установились условия почти полного отсутствия осадконакопления.

На восточной окраине Северо-Американского континента олигоцен — время широко распространенных перерывов и несогласий. На Приатлантической равнине почти во всех задокументированных разрезах олигоценовые отложения выпадают, а если частично присутствуют, то миоцен залегает на них с перерывом [Пронин, 1973]. В Аппалачах происходили сводовые поднятия [Хаин, 1971].

В обстановке слабого терригенного питания и господства пелагических условий на локальном участке дна Северо-Американской котловины, у подножия Бермудской возвышенности (скв. 386), с конца эоцена и до начала миоцена накапливались своеобразные *базальтово-гравякковые турбидиты*. Особенности минерального и петрографического состава, большая роль в грубозернистых породах комков глубоководных осадков, а также длительность формирования толщи и некоторые другие признаки делают маловероятным прямую связь этих пород с синхронной вулканической активностью Бермудского массива. Нет серьезных доводов и в пользу терригенного происхождения обломочного материала, сноса его с вулканических островов. Более правдоподобным выглядит предположение об эдафогенной природе обломочных пород, т.е. об их образовании за счет переотложения мутьевыми потоками продуктов разрушения обнажавшихся на подводных склонах базальтовых вулканокластитов. Таким путем легче всего объяснить отсутствие остатков мелководной фауны и вовлечение комков глубоководных осадков в движущиеся потоки.

Следующий начавшийся в миоцене этап интенсивной терригенной седиментации привел к накоплению на подножии континентального склона и на дне Северо-Американской котловины *гемипелагической глинистой формации*. Ареал ее распространения не охватывает всю котловину: к югу и западу от Бермудской

возвышенности гемипелагические глины латерально сменяются пелагическими, которые начали здесь накапливаться еще в олигоцене. Фациальный переход от гемипелагических глин к пелагическим в данном районе, вероятно, объясняется характером циркуляции течений, в том числе глубинных и придонных. Центр круговорота течений в Саргассовом море огибался потоками, несущими массы терригенной взвеси и осаждавшими ее по пути движения.

Особая роль принадлежала (и принадлежит до наших дней) глубинным и придонным (контурным) течениям, в результате транспортирующей деятельности которых вдоль подножия континентального склона образовались мощные аккумулятивные валы, сложенные глинистыми осадками. Придонные течения, огибая горы Новой Англии, отложили на их подножиях тонкие гемипелагические глины, местами также в виде своеобразных аккумулятивных форм, напоминающих сугробы [гора Фогель, сейсмопрофиль в районе скв. 385; Tucholke, Vogt e.a., 1979]. Ими же, очевидно, заносится терригенная взвесь на дно ложбины к востоку от Бермудской возвышенности, "в обход" области распространения пелагических глин, расположенной ближе к континенту.

Образование гемипелагической глинистой формации обусловлено, по-видимому, усилением в начале миоцена выноса в океан терригенного материала, в первую очередь тонкодисперсного глинистого, что означает усиление денудации в континентальных питающих провинциях.

Увеличение терригенного выноса с континентов и интенсификация осадконакопления в миоцене отмечены и в других океанах, например в Тихом. Обычно это связывают с началом оледенения Антарктиды и соответствующим эвстатическим понижением уровня океана. На востоке Северо-Американского континента, в Аппалачах, происшедшие в олигоцене сводовые поднятия в миоцене приостановились и выработалась Гаррисбургская поверхность выравнивания [Хаин, 1971]. На Приатлантической равнине Северной Америки, после почти повсеместных перерывов, в миоцене накапливались мелководные морские и дельтовые терригенные осадки [Пронин, 1973; Olsson, 1978]. Под современным шельфом в районе Балтимора миоценовые отложения представлены мелководными кварцевыми песками [Sheridan, 1976]. На прибрежной части плато Блейк в миоцене начала накапливаться мелководная терригенная обломочно-глинистая формация, сменившая палеогеновую карбонатную, а на открытом плато продолжалось осажжение известковых нанноиллов [JOIDES, 1965].

Вырисовывается довольно однозначная картина усиления терригенной седиментации одновременно на континенте, в прибрежной зоне океана и на дне Северо-Американской котловины, которая сменила олигоценый этап перерывов, замедленного пелагического осадконакопления и мелководного карбонатакопления.

Наконец, в плиоцене - плейстоцене наряду с продолжающимся медленным накоплением на дне Саргассового моря пелагических, а местами на континентальном подножии гемипелагических глин широкое развитие получили *терригенные турбидиты*, которые образовали обширные мощные формационные тела на дне абиссальной равнины Сом и локальные - на континентальном склоне и подножии. По сравнению с миоценовым этапом преобладания гемипелагических глин этот поздний этап геологической истории характеризуется резким возрастанием поступления в океан обломочного песчано-алевритового материала, переносимого на большие глубины мутьевыми потоками и отчасти течениями. Обломочный материал гораздо менее "зрелый", отличается повышенным содержанием малоустойчивых минералов. Глинистая составляющая становится гидрослюдистой в отличие от гидрослюдисто-монтмориллонитовой в миоцене. Все это указывает на увеличение роли механической денудации на водосборных площадях за счет ослабления химического выветривания, что, очевидно, объясняется общим похолоданием климата, а затем развитием материковых оледенений. Эвстатические ледниковые регрессии способствовали развитию мутьевых потоков на континентальном склоне.

В послеледниковое время условия осадконакопления снова изменились, хотя эти изменения пока не могут быть замечены на формационном уровне в силу

малой продолжительности голоцена. Исчезновение ледников в Северной Америке, потепление климата и послеледниковая эвстатическая трансгрессия особенно сильно сказались на прибрежно-морских и шельфовых фациях, но испытывали их влияние также глубоководные районы. Сократилась (хотя не прекратилась полностью) деятельность мутьевых потоков, и на плейстоценовых турбидитах местами залегают голоценовые гемипелагические глинистые или мергельные осадки. Прекратился айсберговый и ледовый разнос грубообломочного материала в данном районе. За счет уменьшения интенсивности поступления терригенного материала с континента замедлились скорости глубоководного осадконакопления, что могло привести к расширению полей распространения пелагических глин за счет гемипелагических. В целом осадки стали более тонкозернистыми, возросла роль биогенного карбоната в их составе.

Сравнение скоростей накопления разных формаций показывает, что за рассмотренный отрезок геологического времени от поздней юры до плейстоцена интенсивность осадочного процесса в глубоководном бассейне северо-западной Атлантики существенно менялась. По сводке Б. Тухоки и П. Фогта [Tucholke, Vogt, 1979] с добавлением данных по 44-му рейсу [Benson, Sheridan e. a., 1978], средние скорости осадконакопления для главных формаций варьировали (по разным скважинам) в следующих пределах (м/млн. лет): древняя карбонатная (красноцветная) 8-10, древняя карбонатная (сероцветная) 7-21, черных глин 3-20, пестрых глин <1-3, карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная 15-27, гемипелагическая глинистая 4-90, терригенная турбидитная 120-171.

Прерывистый отбор керна, недостаточная надежность микропалеонтологических датировок и включение в расчет интервалов с внутриформационными перерывами заставляют рассматривать эти цифры как сугубо ориентировочные. Более представительны максимальные для каждой формации величины. Они показывают общую тенденцию возрастания интенсивности осадконакопления, особенно отчетливую в период с позднего мела (формация пестрых глин) до плейстоцена (терригенная турбидитная формация). Увеличение темпов глубоководного осадконакопления происходит главным образом за счет терригенного материала, вынос которого в бассейн седиментации (в расчете на единицу площади экватории) имел тенденцию усиления.

На фоне этой общей тенденции отчетливо выявляются этапы относительно интенсивного осадконакопления, разделенные перерывами или замедлением темпов аккумуляции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая на этом обзор главных этапов истории осадконакопления в северо-западной части Атлантического океана, приведших к образованию наблюдаемого вертикальных рядов формаций Северо-Американской котловины и обрамляющих ее относительно приподнятых структур, мы можем констатировать тенденции как направленной эволюции, так и цикличности. В интервале времени от поздней юры до современности в изучаемом регионе все время существовал глубоководный бассейн седиментации океанского типа, эволюция которого лучше всего объясняется, с позиции тектоники литосферных плит, как последовательное раскрытие Атлантики за счет спрединга.

В сравнительно ограниченном по площади, но постепенно разрастающемся западном отроге океана Тетис накапливались пелагические, а затем гемипелагические биогенные известковые осадки древней карбонатной формации в окружении мелководных карбонатных платформ и рифовых массивов. Затем в середине раннего мела опускания вывели дно котловины из пределов глубин, допускающих карбонатакопление, и в дальнейшем, вплоть до настоящего времени, большая часть его находилась ниже КГК, что предопределяло накопление преимущественно бескарбонатных осадков. На соседних поднятиях происходило в несколько этапов погружение, и вследствие этого прекратился рост рифов.

Компенсированное опусканием мелководное осадконакопление в некоторых районах (плато Блейк) сменилось к позднему мелу некомпенсированным относительно глубоководным.

В целом вертикальный формационный ряд дна котловины выражает тенденцию возрастания роли терригенного материала и убывания биогенного. Крайнее выражение эта тенденция получила в неоген-четвертичное время, когда в глубоководных аккумулятивных телах континентального подножия и в далеко отходящих от континентального склона терригенных турбидитах абиссальных равнин накопились огромные массы терригенного материала. В турбидитах наряду с глинистым веществом заключены значительные количества довольно грубого обломочного материала.

Ясно выражен повторяющийся, циклический характер изменения интенсивности терригенного осадконакопления. Выделяется несколько этапов сравнительно обильного накопления в котловине осадков вообще и терригенного вещества в особенности: ранний и начало позднего мела (сероцветная карбонатная подформация, формация черных глин), эоцен (карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация) и неоген-плейстоцен (гемипелагическая глинистая и терригенная турбидитная формации). Между ними умещаются длительные этапы ограниченного, преимущественно пелагического, осадконакопления и перерывов: позднеюрский (красноцветная карбонатная подформация), позднемеловой - палеоценовый (пестроцветная глинистая формация), олигоценый (перерывы).

По крайней мере два последних из этих этапов характеризуются вулканической и тектонической активностью ложа океана (вулканокластическая формация гор Новой Англи, базальтово-граувакковая Бермудского массива).

Следовательно, образование осадочного слоя океанской земной коры — процесс никак не плавный и не просто однонаправленный эволюционный. Он как бы состоит из относительно однородных этапов накопления того или иного латерального набора формаций и эпизодов быстрой смены по вертикали одних формаций другими в силу коренных изменений обстановки седиментогенеза.

Отсутствие плавности осадконакопления свойственно также внутреннему строению большинства глубоководных формаций. Мы наблюдаем обычно цикличность разных порядков и различную по происхождению: ритмичность турбидитов, пульсационный характер накопления отложений придонных течений, а также возможные, хотя пока и не выясненные, флуктуации биологической продуктивности и поставки в океан терригенного материала.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г.Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978.
- Безруков П.Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой. — Геотектоника, 1974, № 1.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32.
- Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Безруков П.Л., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Вопросы генезиса железомарганцевых конкреций. — В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 5.
- Ботвинкина Л.Н. Ритмит — особый тектурный тип пород смешанного состава. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 5.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материалов в фанерозое. М.: Наука, 1978.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Океанологические исследования. Калининград, 1975. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам).
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеомезозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 2. Позднепалеозойские и мезозойские реконструкции. — Геотектоника, 1977, № 3.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
- Лисицын А.П. Процессы седиментогенеза в океанах. М.: Наука, 1978.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. (Океанологические исследования; № 29).
- Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана: Карбонаты и кремнезем. М.: Наука, 1977.
- Лисицын А.П., Мурдмаа И.О., Петелин В.П. Биогенные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
- Мурдмаа И.О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов. — В кн.: Палеонтология и морская геология Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. — Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976.
- Мурдмаа И.О. Осадки и осадочные породы — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979а.
- Мурдмаа И.О. Океанские фации. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979б.
- Мурдмаа И.О., Лисицын А.П., Бутузова Г.Ю., Лисицын А.П. Аутигенные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
- Мурдмаа И.О., Серова В.В., Лисицын А.П., Емельянов Е.М. Обломочные терригенные и вулканогенные минералы пясчано-алевритовой фракции. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
- Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С., Агапова Г.В. Фациальная обстановка распространения железомарганцевых конкреций. В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976.
- Непрочнов Ю.П., Кашицев Г.Л. О составе основных слоев океанской зем-

- ной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5.
- Петелин В.П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1973.
- Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын А.П., Носов Г.И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3.
- Розанова Т.В., Лисицын А.П. Гидротермальные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
- Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977.
- Скорнякова Н.С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литология и полезные ископаемые, 1964, № 5.
- Скорнякова Н.С. Рассеянные Fe, Mn, Ti и некоторые малые элементы в осадках, вмещающих железо-марганцевые конкреции. — В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана. — Литология и полезные ископаемые, 1968, № 6.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956, № 5 и 8.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. (Труды Геол. ин-та АН СССР; Т. 292).
- Страхов Н.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктика и Африка. М.: Недра, 1971.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Физико-географический атлас мира. М., 1964.
- Bader R.G., Gerard R.D. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970. Vol. 4.
- Beall A.O., Fisher A.G. Sedimentology. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1968, vol. 1.
- Benson W.E., Sheridan R.E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978. Vol. 44.
- Berger W.H., Rad U. von. Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 14.
- Bernoulli D. North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 11.
- Bischoff J.L. Red Sea geothermal brine deposits — their mineralogy, chemistry and genesis. — In: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea/Ed. E.T. Degens, D.A. Ross. New York: Springer-Verl., 1969.
- Bosellini A., Winterer E.L. Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. — Geology, 1975, p. 279.
- Bostrom K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. — Stockholm Contr. Geol., 1973, vol. XXVII, N 2.
- Bostrom K. Particulate and dissolved matter as sources for pelagic sediments. — Stockholm Contr. in Geology, 1976, vol. XXX, N 2.
- Bostrom K., Peterson M.N.A., Joensuu O., Fischer D.E. Aluminium poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, p. 3261.
- Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam: Elsevier Publ., 1962.
- Bourbon M. Mesozoic evolution of the Western North Atlantic and north Tethyan margins: a comparison. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Boyce R.E., Bode G.W. Carbon and Carbonate Analyses. Leg 9. In: Initial Reports of the DSDP, vol. 9. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972.
- Chester R. Elemental geochemistry of marine sediments. — In: Treatise on Chemical Oceanography. New York, 1965, vol. 2.
- Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I. Methods of sample preparation and X-ray diffraction analysis. X-ray Mineralogy Laboratory, DSDP. Univ. Calif. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1975, vol. 28.
- Donelli T., Francheteau J. et al. Leg 51 of the Deep Sea Drilling Project. — Geotimes, 1977, vol. 22, N 6.
- Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R. et al. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84.

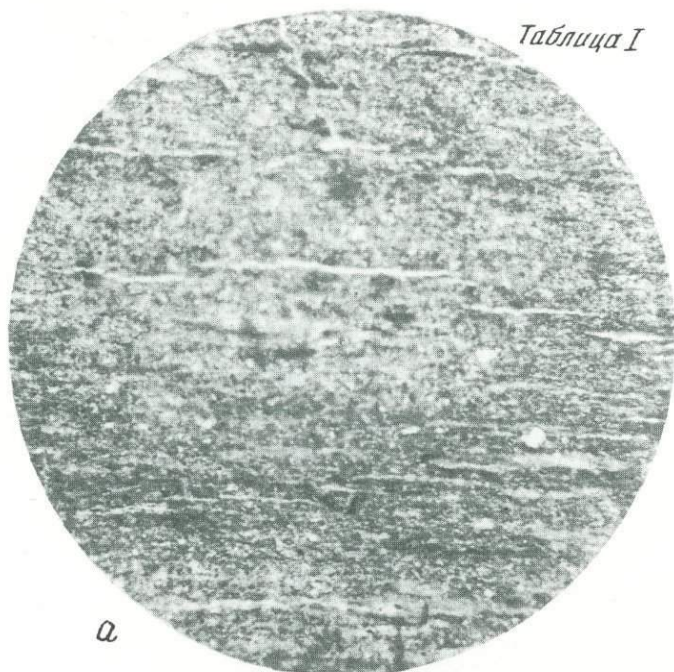
- Emelyanov E.M. Geochemistry of sediments in the Western Central Atlantic, DSDP Leg 39. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1977, vol. 39.
- Emery K.O., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean; topography, rocks, structure, water, life and sediments. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1972, N 17.
- Enos P., Freeman T. Shallow-water limestones from the Blake Nose, sites 390 and 392. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Ewing J., Ewing M. Reflection profiling in and around the Puerto Rico trench. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, p. 4729.
- Ewing J.L., Hollister C.D. Regional aspects of deep-sea drilling in the Western North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 11.
- Ewing M., Worzel J.L. Regional aspects of deep water drilling in the Gulf of Mexico, east of the Bahama platform and on the Bermuda Rise. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1969, vol. 1.
- Ewing M., Worzel J.L. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1969, vol. 1.
- Flood R.D. X-ray mineralogy of DSDP legs 44 and 44A: Western Atlantic continental margin, Blake Nose and Blake-Bahama basin. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Flower M.F.G., Salisbury M.H. et al. At the Bermuda Rise Cretaceous crust sought. — Geotimes, 1977, vol. 22, N 9.
- Franz H., Cita M., Neher J., Hsü K.J. Fungii in core 9, Site 372 DSDP Leg 42A, Mediterranean Sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 42A.
- Freeman T., Enos P. Petrology of Upper Jurassic — Lower Cretaceous limestones, Site 391. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Griffin J., Windom H., Goldberg E. The distribution of clay minerals in the World Ocean. — Deep-Sea Res., 1968, vol. 15.
- Habib D. Dinoflagellate stratigraphy. Leg. XI. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 11.
- Habib D. Palynostratigraphy of the lower Cretaceous section at DSDP site 391, Blake-Bahama basin, and its correlation in the North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Hayes D.E., Pimm A.C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, Vol. 14.
- Heezen B.C., Hollister C.D. The face of the deep. N.Y.; Oxford Univ. Press, 1971.
- Heezen B.C., Sheridan R.E. Lower Cretaceous rocks (Neocomian-Albian) dredged from Blake Escarpment. — Science, 1966, vol. 154, p. 1644-1647.
- Hollister C.D., Ewing J.L. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972. Vol. XI.
- Houtz R.E. Seismic properties of layer 2A in the Pacific. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 35.
- Jansa L., Gardner J., Dean W.E. Mesozoic sequences of the central North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1977, vol. 41.
- Jansa L.F., Wade J.A. Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland. — In: Off-Shore Geology of Eastern Canada. — Geol. Surv. Canad. Pap., 1975, vol. 2, N 74-30.
- JOIDES. Ocean drilling on the continental margin. — Science, 1965, vol. 150, N 709.
- Koch R., Rothe P. X-ray mineralogy studies — Leg 43. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979, vol. 43.
- Kvenvolden K. Introduction to organic geochemistry studies, DSDP Leg 44. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Lancelot Y., Hathaway I.C., Hollister C.D. Lithology of sediments from the Western North Atlantic. Leg 11. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 11.
- Lancelot Y., Seibold E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1977. Vol. 41.
- Lancelot Y., Seibold E. The evolution of the central Northeastern Atlantic — summary of results of DSDP. Leg 41. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1977, vol. 41.
- Letolle K., Bourbon M., Renard M. Oxygen 18 and carbon 13 of Leg 44 carbonates: comparison with Alpine series. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979a, vol. 44.
- McCave I.N. Diagnosis of turbidites at sites 386 and 387 by particle counter size analysis of the silt (2-40) fraction. — In: Ini-

- tial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979a, vol. 43.
- McCave I.N. Depositional features of organic-rich black and green mudstones at DSDP sites 386 and 387, Western North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979b, vol. 43.
- Melguen M. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the eastern South Atlantic (DSDP Leg 40) since the early Cretaceous. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 40.
- Meyerhoff A.A., Hatten C.W. Bahamas Salient of North America. — In: The Geology of Continental Margins/Ed. C.A. Burk, C.L. Drake. N.V.: Springer-Verl., 1974.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Bazilevskaya E.S., Emelyanov E.M. Inorganic geochemistry of the Leg 43 sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979a, vol. 43.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Bazilevskaya E.S., Emelyanov E.M. Inorganic geochemistry of the Leg 44 sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Murdmaa I.O., Kazakova V.P., Rudakova A.N. Coarse fraction mineralogy of the Leg 43 sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979b, vol. 43.
- Müller G., Gastner M. The "Karbonate Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments soils and other materials. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh, 1971, Bd. 10, S. 466–469.
- Myers R. Grain size analyses. Leg 44. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978a, vol. 2.
- Myers R. Carbon/carbonate analysis. Leg 44. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978b, vol. 44.
- Olsson R.K. Summary of lithostratigraphy and biostratigraphy of Atlantic coastal plain (northern part). — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Parsons M.G. The geology of the Laurentian fan and Scotian Rise. — Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem., 1975, vol. 44, p. 155–167.
- Pastouret L., Auffret G.A., Chamley H. Microfacies of some sediments from the Western North Atlantic: paleo-oceanographic implications. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Paulus F.J. The geology of Site 98 and the Bahama platform. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 11.
- Peterson M.N.A., Edgar N.T. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970, Vol. 2.
- Peterson M.N., Edgar N.T., Borch C. von der, Rex R.W. Cruise leg summary and discussion. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970, vol. 2.
- Petters S.W. Upper Cretaceous subsurface stratigraphy of Atlantic coastal plain of New Jersey. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 1.
- Rex R.W. X-ray mineralogy studies — Leg 2. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970, vol. 2.
- Rex R.W., Murray B. X-ray mineralogy studies, leg 4. — In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970, vol. 4.
- Sanders J.E. Primary sedimentary structure formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms. — In: Primary Sedimentary Structure and Their Hydrodynamic Interpretation. Tulsa, USA: Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 1965, N 12.
- Sheridan R.E. Atlantic continental margin of North America. — In: The geology of continental margins/Ed. C. A. Burk, C.L. Drake. N.Y.: Springer-Verl., 1974.
- Sheridan R.E. Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America. — Tectonophysics, 1976, vol. 36, N 1/3.
- Sheridan R.E., Berman R.M., Corman D.B. Faulted limestone block dredged from Blake Escarpment. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 199–206.
- Sheridan R.E., Enos P., Gradstein F., Benson W.E. Mesozoic and Cenozoic sedimentary environments. — Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Sheridan R.E., Pastouret L., Masditchian G. Seismic stratigraphy and related lithofacies of the Blake-Bahama basin. — In: Initial Report of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1978, vol. 44.
- Spencer M. Bahama deep test. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, vol. 51, p. 263.
- Thiede J., Van Andel T.H. The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 33, p. 301–309.
- Tucholke B.E. Sediment distribution and deposition by the Western boundary undercur-

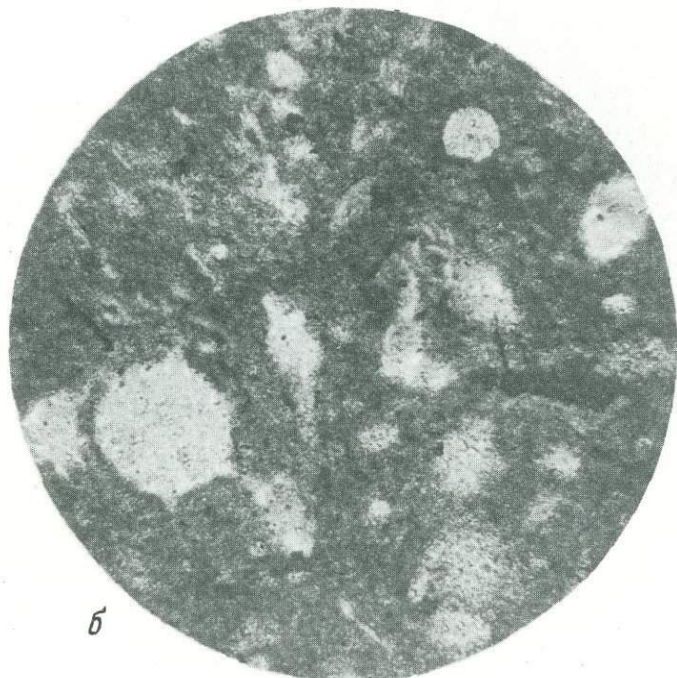
- rent. - J. Geol., 1975, vol. 83, p. 177-2071.
- Tucholke B.E., Eittreim S. The Western boundary undercurrent as a turbidity maximum over the Puerto Rico trench. - J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 27.
- Tucholke B.E., Vogt P.R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979, Vol. 43.
- Tucholke B.E., Vogt P.R. Western North Atlantic Sedimentary evolution and aspects of tectonic history. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1979, vol. 43.
- Tucholke B.E., Wright W.R., Hollister C.D. Abyssal circulation over the Greater Antilles Outer Ridge. - Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, p. 973.
- Van Andel T. Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the Global distribution of calcareous sediments. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 187-194.
- Vogt P.R. Early events in the opening of the North Atlantic. - In: Implications of continental drift to the earth sciences. London; New York: Acad. Press. 1973.
- Wood G.V. Sediments thin section data. Leg. 2. - In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970, vol. 2.
- Wood G.V. Sediments thin section data. Leg 4. - In: Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1970, vol. 4.
- Zemmelis I., Cook H.E., Hathaway J.C. X-ray mineralogy studies - Leg 11. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Off., 1972, vol. 19.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица I



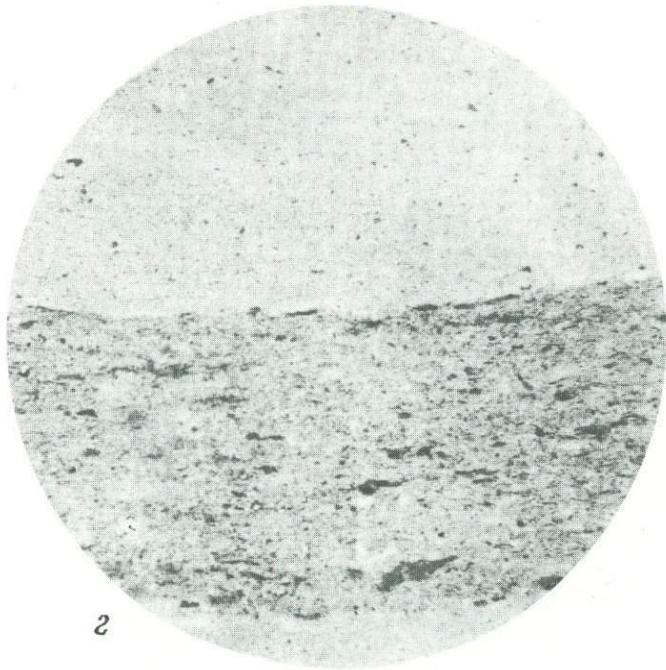
а



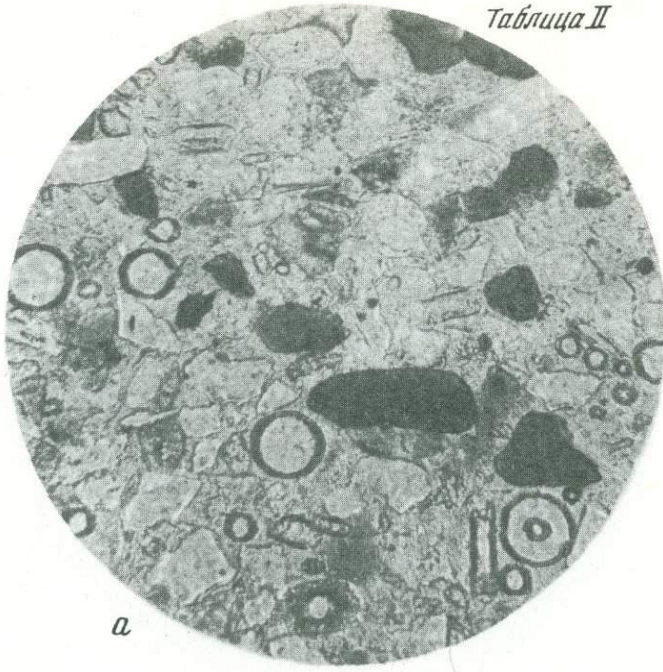
б



В



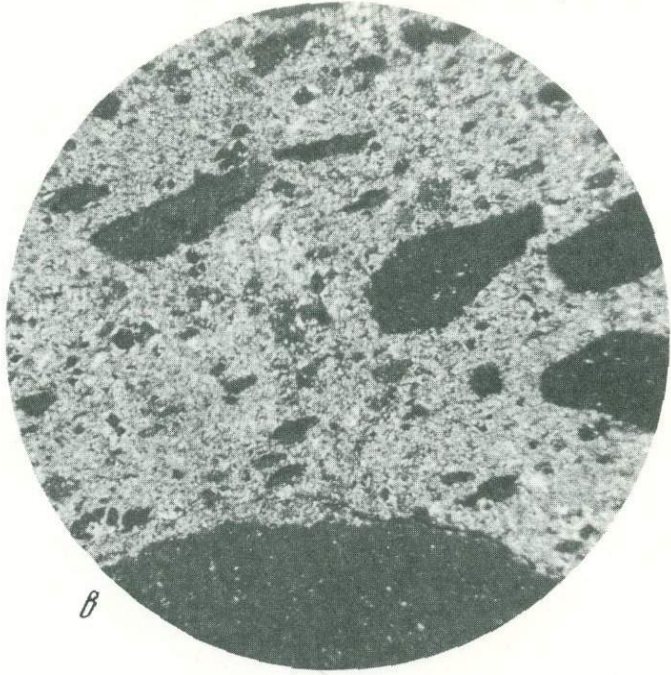
2



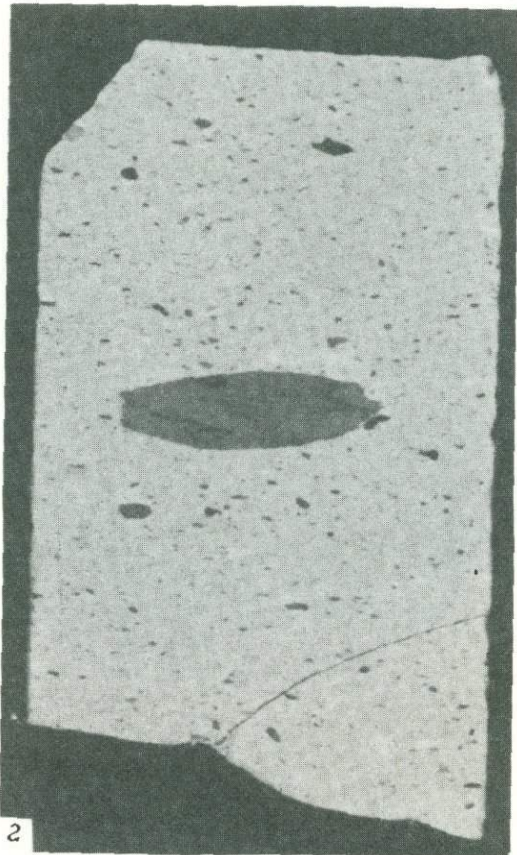
*a*



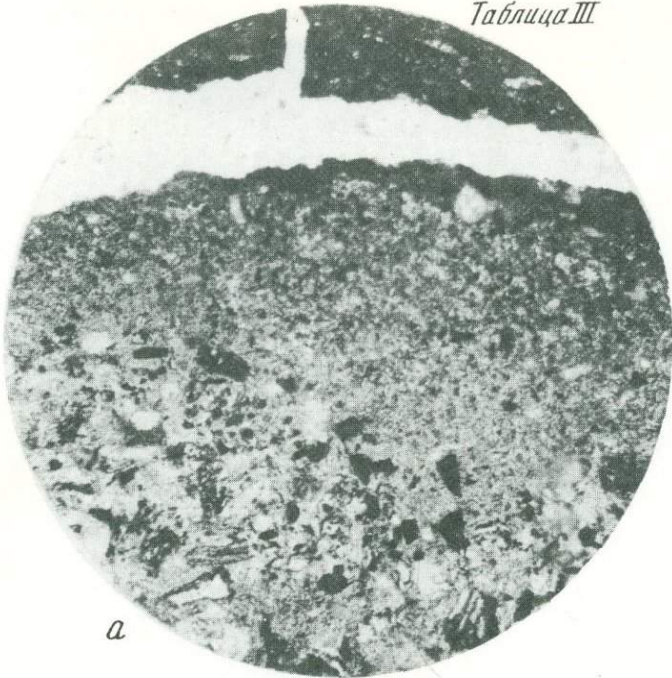
*б*



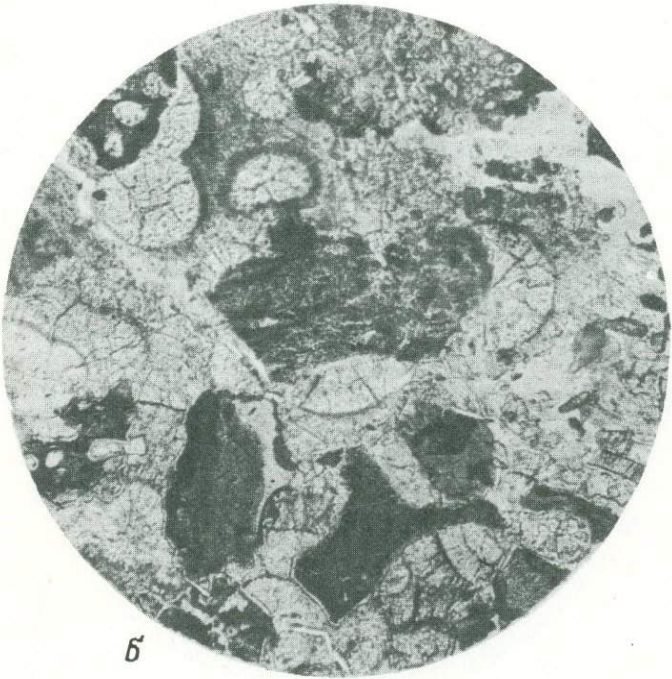
8



2



*a*



*б*

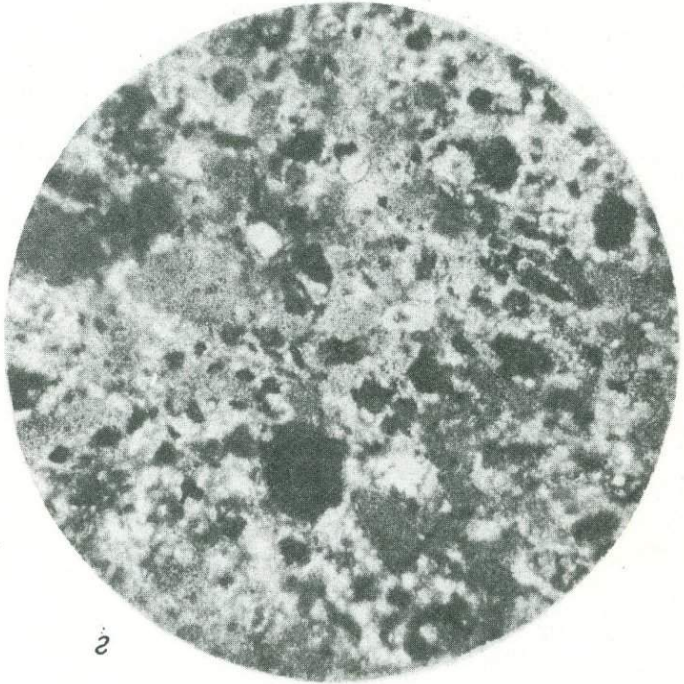
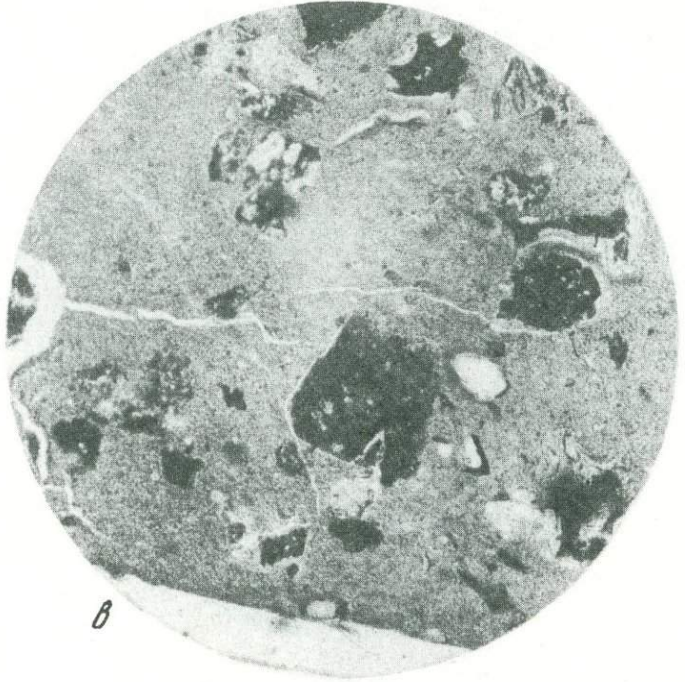
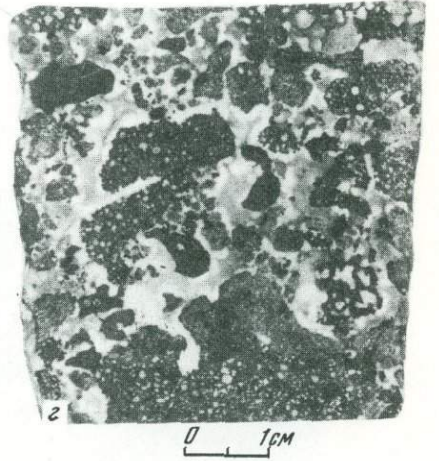
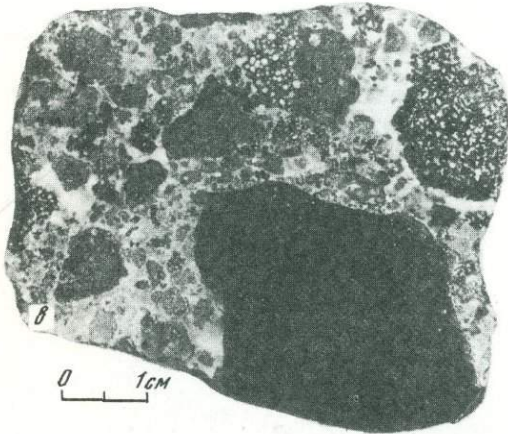
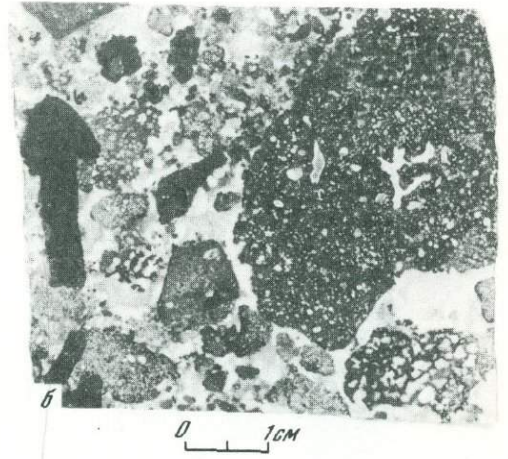
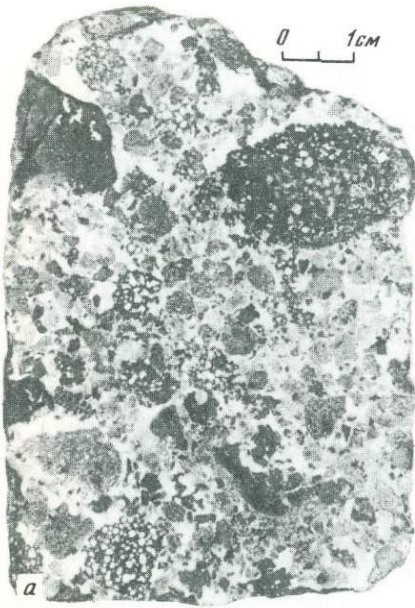
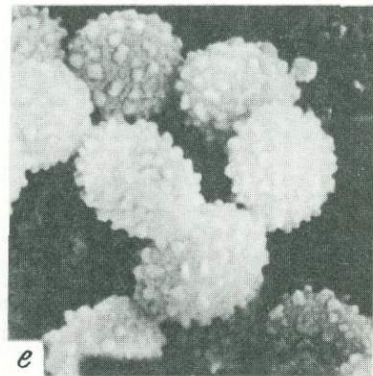
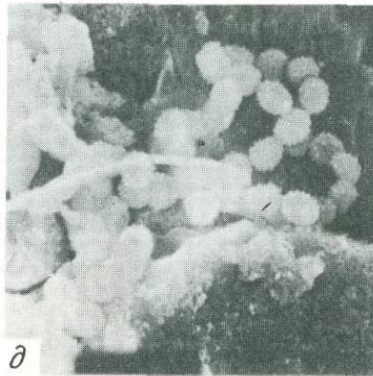
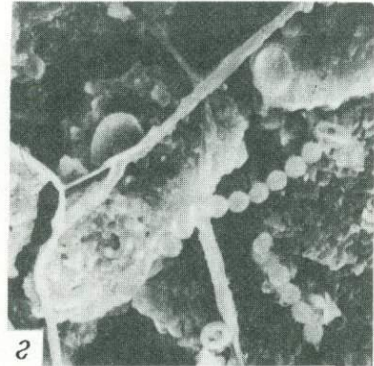
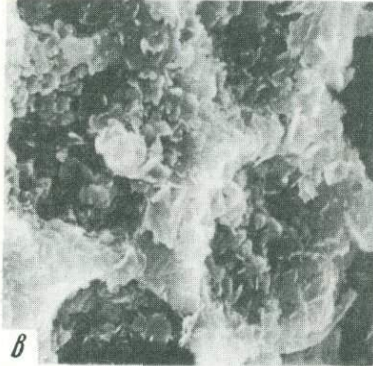
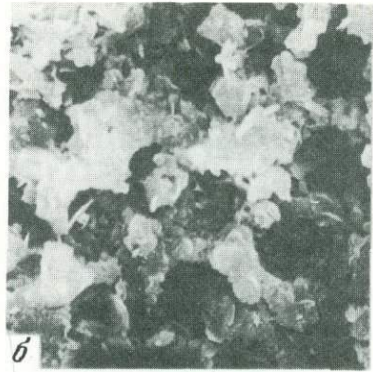
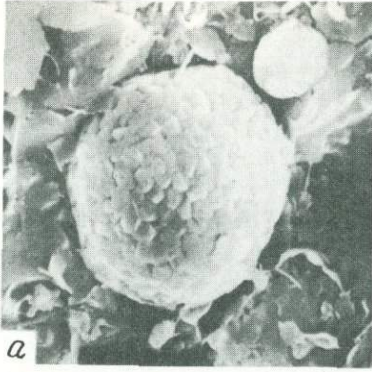
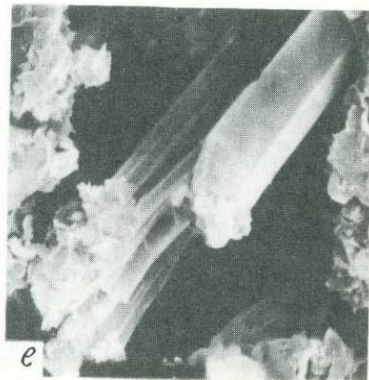
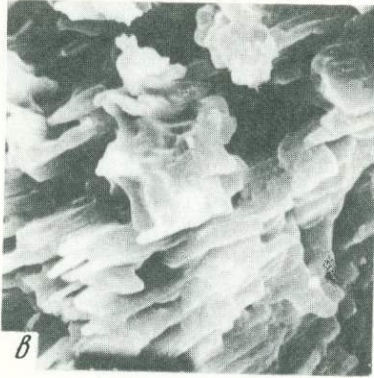
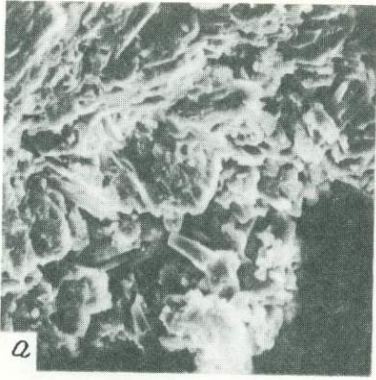
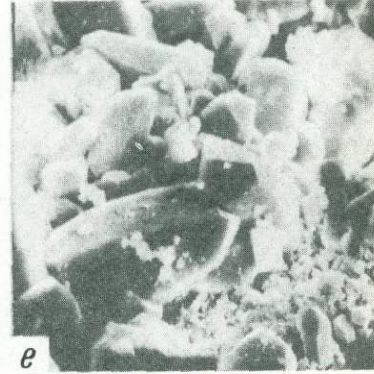
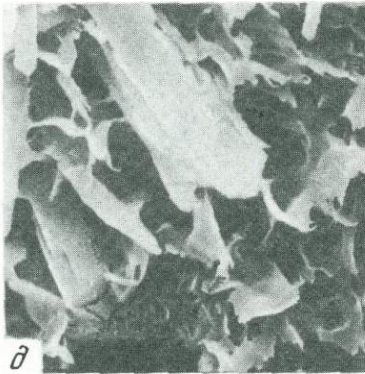
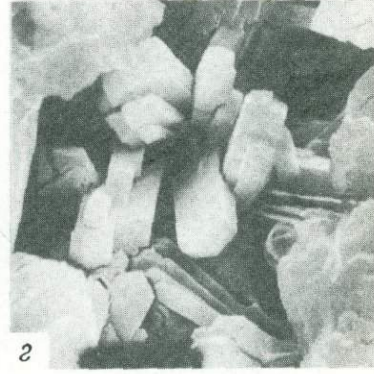
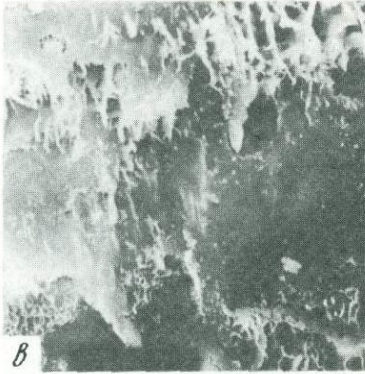
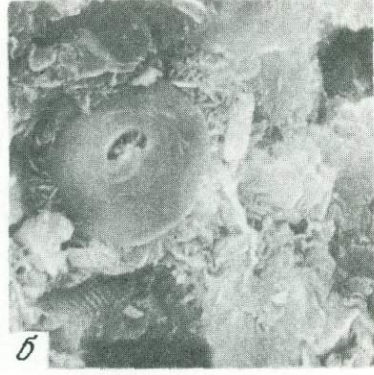


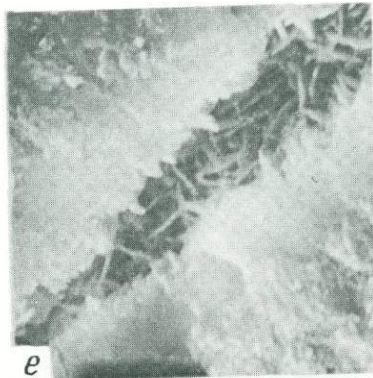
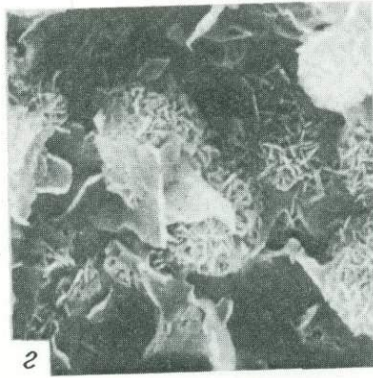
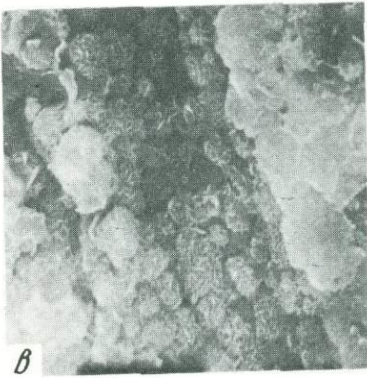
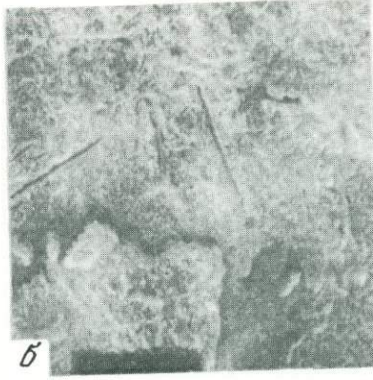
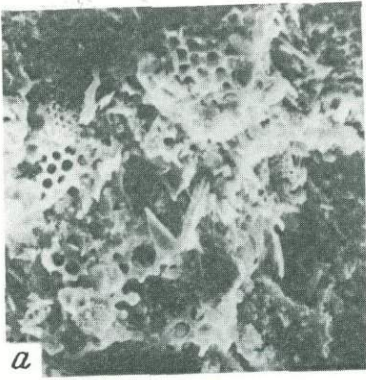
Таблица IV

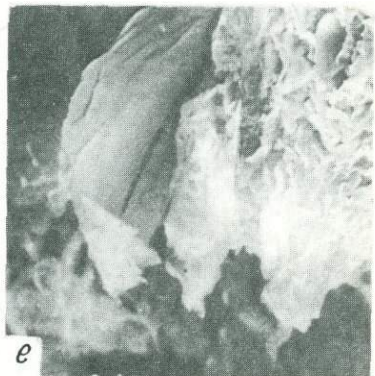
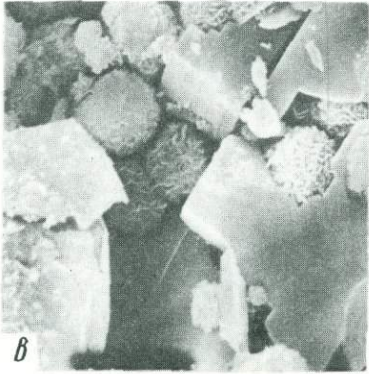
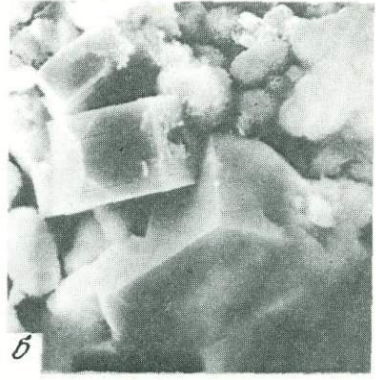
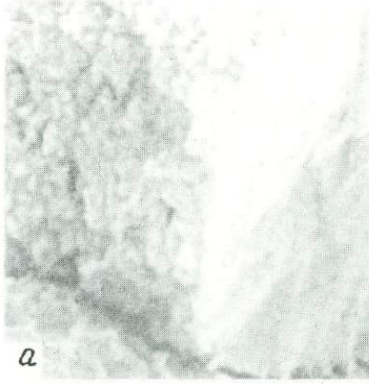












## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица I. Микрофотографии шлифов пород сероцветной подформации древней карбонатной формации и формации черных глин

*a* - параллельная микрослойчатость обогащенной органическим веществом черной известковистой глины. Глинистый прослой в известняках нижнего мела. Скв. 387-42-1 (72-75 см); николи ||, ув. 40;

*b* - мергель, обогащенный перекристаллизованными радиоляриями (белые) и пиритизированными частицами органического вещества (черные). Нижний мел. Скв. 387-41-1 (57-59 см); николи ||, ув. 200;

*в* - тонкослойчатый мергель. Прерывистые слои раскристаллизованного карбонатного вещества (светло-серые) и субпараллельные им слои, обогащенные органическим веществом (темно-серые), выделения пирита (черные) и доломита (белые). Верхний валанжин - нижний баррем. Скв. 391С-31-5 (78-81 см); николи ||, ув. 100;

*г* - прослой обогащенной органическим веществом и пиритом черной глины в светло-серой глине. Мел. Скв. 386-61-4 (32-35 см); николи ||, ув. 40

Таблица II. Микрофотографии шлифов

*a* - терригенный кварцевый алевролит со спикулами губок, радиоляриями и зернами глауконита (темно-серые) из базального слоя турбидитного ритма карбонатно-кремнисто-глинистой формации. Эоцен. Скв. 387-19 сс; николи ||, ув. 100;

*b* - алевролитовый базальный слой турбидитного ритма, состоящий из перекристаллизованных радиолярий, спикул, фораминифер и остроугольных обломков терригенного кварца. Карбонатно-кремнисто-глинистая формация. Эоцен. Скв. 387-19-2 (61-63 см); николи ||, ув. 100;

*в* - мел с обломками (интракластами) диатомово-радиоляриевой глины (черные). Кремнисто-карбонатная (лавинная) формация. Миоцен. Скв. 391А-9-2 (60-64 см); николи ⊥, ув. 40;

*г* - мел с субпараллельно ориентированными обломками (интракластами) диатомово-радиоляриевой глины в образце (нат. величина). Скв. 391С-2-3 (123 см)

Таблица III. Микрофотографии вулканогенно-осадочных пород

*a* - тонкий (около 1 мм) неровный прослой вулканокластического крупного алевролита в известковистом глинисто-алевритовом осадке. Вулканокластическая формация гор Новой Англии. Верхний мел. Скв. 382-23-3 (58-61 см); николи ||, ув. 40;

*b* - мелкообломочная базальтовая брекчия с цеолитово-карбонатным цементом. Вулканокластическая формация гор Новой Англии. Верхний мел. Скв. 382-19-4; николи ||, ув. 40;

*в* - обломки пористого гиалобазальта в тонкой глинистой массе. Вулканокластическая формация гор Новой Англии. Верхний мел. Скв. 385-16-3 (77-80 см); николи ||, ув. 40;

*г* - песчаник, состоящий из обломков измененных базальтов (черные), туфа и более крупных окатышей глины (серые). Цемент глинисто-карбонатный (белый). Скв. 386-6-4; николи ||, ув. 40

Таблица IV. Базальтовые брекчии с цеолитово-карбонатным цементом. Образцы зерна скв. 385. Вулканокластическая формация гор Новой Англии

Таблица V. Электронно-микроскопические снимки пород формации черных глин из скв. 386

*a* - микросферулы (фрамбониды) пирита в гидрослюдистой глине. Обр. 56-57 (148-150 см); ув. 2500;

*b, в* - раскристаллизованная стенка радиолярии из радиоляритового прослоя. Обр. 64-3 (50-52 см); *b* - ув. 1500, *в* - ув. 2500;

*г-е* - спорангии грибов *Actinomycetes* (?) из черной глины. Обр. 55-5 (141-143 см); *г* - ув. 1000, *д* - ув. 1500, *е* - ув. 5000

Таблица VI. Электронно-микроскопические снимки пород формации черных глин из скв. 386-56-5 (143-150 см)

*a* - раскристаллизованный участок в окремненной глине с кристаллами кварца, ув. 250;

*b, в* - дендритовидное выделение халцедона: (?) *b* - ув. 500, *в* - ув. 1500;

*г* - изогнутые корочки халцедона (?), ув. 500;

*д* - сталактитоподобные кристаллы кварца (?) с зонами роста в пустотке глинистой породы, ув. 500;

*е* - кристаллы халцедона (?) в сочетании с чешуйками вторичной гидрослюды, ув. 2500

Таблица VII. Электронно-микроскопические снимки пород

*a, б* - электронно-микроскопические снимки пород пестроцветной глинистой формации из скв. 386

*a* - сланцеватая красная глина с признаками перекристаллизации глинистого вещества. Обр. 40-3 (136-137 см); ув. 1500;

*б* - кокколит в массе аутигенного кристобалита-тридимита и глинистых минералов. Обр. 39-2 (136-137 см); ув. 5000;

*в, г, д* - электронно-микроскопические снимки пород базальтово-граувакковой формации из скв. 386-6-4 (128-133 см);

*в* - развитие смектита на поверхности вулканического стекла, ув. 500;

*г* - друза кристаллов филлипсита в цементе песчаника, ув. 1500;

*д* - аутигенный смектит с кристаллом филлипсита в цементе песчаника, ув. 1500;

*е* - гнездо кристаллов кварца в фосфатно-кремнистой породе с поверхности выступа плато Блейк. Скв. 389-1; ув. 500

Таблица VIII. Электронно-микроскопические снимки пород карбонатно-кремнисто-глинистой формации из скв. 387

*a* - нелигифицированный диатомово-радиоляриевый осадок с биоморфно-детритовой структурой из базального слоя турбидитного ритма. Обр. 7-6 (17-20 см); ув. 250;

*б, в, г, д* - окремненный аргиллит с реликтами биоморфной структуры и леписферами кристобалита-тридимита. Обр. 18-1 (81-83 см);

*б* - общий вид образца со слепками растворенных спикул губок, ув. 50;

*в* - леписферы на месте растворенной спикулы, ув. 1500;

*г* - леписферы кристобалита-тридимита в сочетании с чешуйками глинистых минералов, ув. 4000;

*д* - леписферы среди преобладающих в образце глинистых минералов, ув. 3000;

*е* - микротрещина в аргиллите с игольчатыми выделениями кристобалита, окаймленная бесструктурным опалом (?)

Таблица IX. Электронно-микроскопические снимки пород карбонатно-кремнисто-глинистой формации из скв. 387 (нижняя часть разреза)

*a* - корродированная поверхность спикулы. Обр. 19-2 (61-63 см); ув. 6000

*б, в* - структурные взаимоотношения леписфер кристобалита-тридимита с клиноптилолитом. Обр. 29-2 (105-106 см); *б* - ув. 1000, *в* - ув. 1500;

*г* - спутанно-чешуйчатая текстура аргиллита. Обр. 19сс; ув. 1500

*д, е* - гофрированная структура обогащенного органическим веществом сланцеватого аргиллита. Обр. 27-1 (84-85 см); ув. 1500

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Введение ( <i>И.О.Мурдмаа</i> ) . . . . .	5
Глава I	
Распространение формаций и их стратиграфическое положение ( <i>И.О.Мурдмаа</i> ) . . . . .	7
Глава II	
Литология осадочных и вулканогенно-осадочных пород ( <i>И.О.Мурдмаа, В.В.Михина</i> ) . . . . .	32
Глава III	
Минеральный состав осадочных и вулканогенно-осадочных пород ( <i>И.О.Мурдмаа, В.П.Казакова, А.Н.Рудакова</i> ) . . . . .	67
Глава IV	
Геохимические особенности осадочных формаций ( <i>И.О.Мурдмаа, Е.С.Базилевская, В.В.Гордеев, Е.М.Емельянов, Т.Г.Кузьмина, Н.В.Туранская</i> ) . . . . .	96
Глава V	
Красноцветные и пестроцветные слои в разрезах глубоководных отложений северо-западной части Атлантического океана ( <i>И.О.Мурдмаа</i> ) . . . . .	148
Глава VI	
Условия накопления осадочных формаций ( <i>И.О.Мурдмаа</i> ) . . . . .	167
Заключение . . . . .	186
Литература . . . . .	188
Приложение . . . . .	193

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

*Утверждено к печати  
Институтом океанологии  
им. П.П. Ширшова АН СССР*

*Редактор Н.М. Андреева  
Редактор издательства Л.П. Ладычук  
Художественный редактор Т.П. Поленова  
Технические редакторы Л.В. Русская,  
Н.М. Бурова*

ИБ № 16022

Подписано к печати 01.11.79. Т - 20501  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 18,2 + 1,3 вкл. Уч.-изд.л. 21,7  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 682  
Цена 3 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 30 к.

3131