# Современные проблемы геологии морей и океанов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

5556

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1980

УДК 551.24

В книге содержатся материалы, посвященные геологии морей и океанов; отражены основные направления морской геологии: литология и минералогия донных осадков, палеогеография, тектоника морского дна, геохимия взвеси, осадков, конкреций и иловых вод; освещены прикладные проблемы, имеющие важное практическое значение: основы поисков нефти и газа на акваториях и в прибрежных районах; описаны некоторые методы и методики исследований, применяемые в морской геологии.

Ответственный редактор

чл.-кор. АН СССР

П.П. ТИМОФЕЕВ

С $\frac{20801-447}{055(02)-80}$ 394-80, кн. 2. 1904050000

©Издательство "Наука", 1980 г.

УДК 551.24(262), (265.5), (262.54), (262.83)

*Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, Л. А. ЕСИНА, О. В. КАЗАКОВ, В. Н. МОСКАЛЕНКО, Г. В. ОСИПОВ, Ю. И. СВИСТУНОВ, А. А. ТЕРЕХОВ, Б. Д. УГЛОВ*

# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ВПАДИН ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Вопросы тектонического положения, глубинного строения земной коры и истории геологического развития впадин внутренних морей занимают особое место в геотектонике [Архипов и др., 1964; Белоусов, 1972; Гаркаленко и др., 1972; Гончаров и др., 1972; Маловицкий, 1968; Милановский, Хаин, 1968; Милашин, 1970; Муратов, 1965, 1969; Николаев, 1970; Верхняя..., 1970; Хаин, 1970; Чекунов, Рябчун, 1971; Чекунов, 1968; Чумаков, 1971; Glangeaud, 1951; Hsü, 1971; Vogt et al., 1971; Dewey et al., 1973]. В этой связи большой интерес представляет критическое рассмотрение новых данных по впадинам Средиземного, Черного, Каспийского и Аральского морей, относящихся к западной части Средиземноморского пояса.

Анализ нового фактического материала имеет, кроме того, большой практический интерес, так как именно с впадинами внутренних морей связаны потенциальные запасы полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа.

За последние 10–15 лет существенно возросла степень геолого-геофизической изученности этих бассейнов. Усилиями советских, а по Средиземному морю и многочисленных зарубежных исследователей проведены комплексные геолого-геофизические экспедиции, давшие новый обширный фактический материал. Достаточно подробно изучены гравитационное и магнитное поля, региональными профилями ГСЗ пересечены почти все впадины (рис. 1), выполнен весьма значительный объем непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), а также сейсмические исследования методом общей глубинной точки (МОГТ). Важные данные получены в результате бурения, выполненного с нис "Гломар Челленджер" в Средиземном море, а также глубокого бурения на шельфах Каспийского и Черного морей. По всем рассматриваемым акваториям проведена батиметрическая

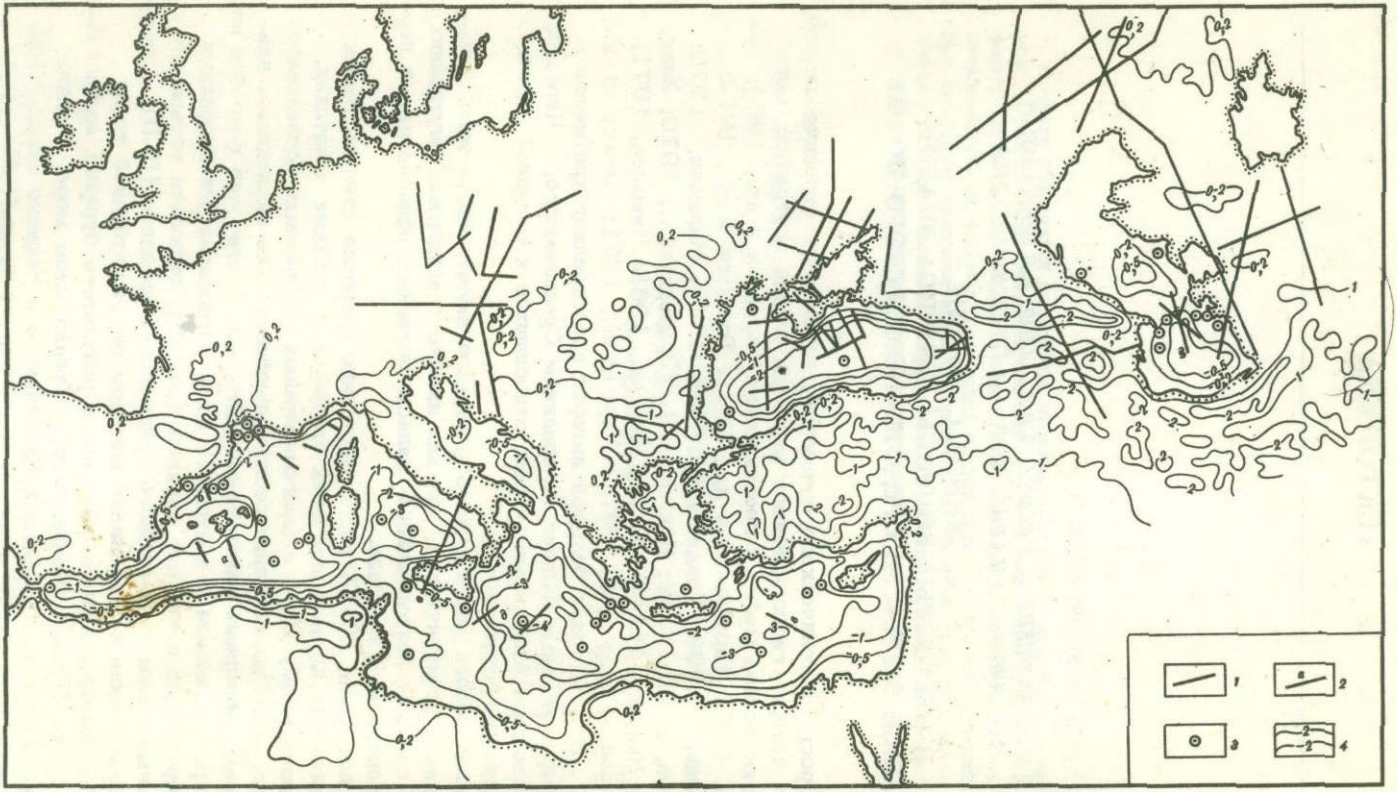



Рис. 1. Схематическая карта рельефа земной поверхности западной части Средиземноморского пояса

*1* – профили ГСЗ; *2* – то же, иллюстрируемые в тексте, см. рис. 2; *3* – основные морские скважины; *4* – изогипсы, км

съемка. Обобщение и критический анализ основных полученных результатов в совокупности с возросшим количеством данных по окружающей суше позволяет повысить уровень геологических построений и выводов.

В длительном и сложном процессе формирования взглядов на тектонику и историю развития впадин внутренних морей Средиземноморского пояса к настоящему времени четко определились три основные концепции.

1. Предположение о продолжении структур окружающей суши в область глубоководных впадин породило вполне естественное представление о первичном геологическом единстве суши и моря и вторичности процессов образования впадин на участках континентальной земной коры с последующей переработкой кристаллического субстрата процессами "базификации" [Белоусов, 1972; Муратов, 1969; Чекунов, 1968].

2. Уже первые данные по Южному Каспию и Черному морю [Гаркаленко и др., 1972; Гончаров и др., 1972; Косминская, 1967; Москаленко, Маловицкий, 1974; Строение..., 1972; Cassinis et al., 1969; Fahlquist, Hersey, 1969; Hinz, 1972] показали, что в центральных частях этих впадин не обнаруживается слой со скоростями порядка 6 км/с, отождествляемый с гранитно-метаморфическим фундаментом. Кроме того, в глубоководных впадинах наблюдается сокращенная мощность земной коры и высокие значения аномалий Буге. Сочетание этих характеристик возродило концепцию о том, что рассматриваемые глубокие морские впадины являются реликтами первичного океана. Было введено понятие о субокеаническом типе земной коры. Правда, затем "базальтовые окна" в фундаменте были установлены по данным ГСЗ в Прикаспийской низменности, в Западной Туркмении и даже предполагаются на востоке мелководного Аральского моря [Гончаров и др., 1972; Строение..., 1972; Тектоническая..., 1966].

3. В последнее время широко распространились (особенно за рубежом) различные варианты идеи рифтовой природы впадин внутренних морей; впадины рассматриваются как особые участки расширяющегося и "схлопывающегося" морского дна на стыке гетерогенных плит литосферы [Верхняя.., 1970; Dewey et al.,1973]. Чтобы объяснить всю сложность тектонических явлений только в районе Средиземного моря придется прийти к предположению о еще большем количестве таких плит, которых здесь выделяется уже более 10. Контуры последних приближаются к известным в этом регионе крупным тектоническим элементам [Dewey et al., 1973].

## Земная кора

Выполненные в последние годы исследования ГСЗ (рис. 2) в общем подтвердили известные выводы о сравнительно неглубоком залегании поверхности Мохоровичича под глубоководными впадинами: 17 км – в Центральном бассейне; 22–24 км – во впадине Геродота;

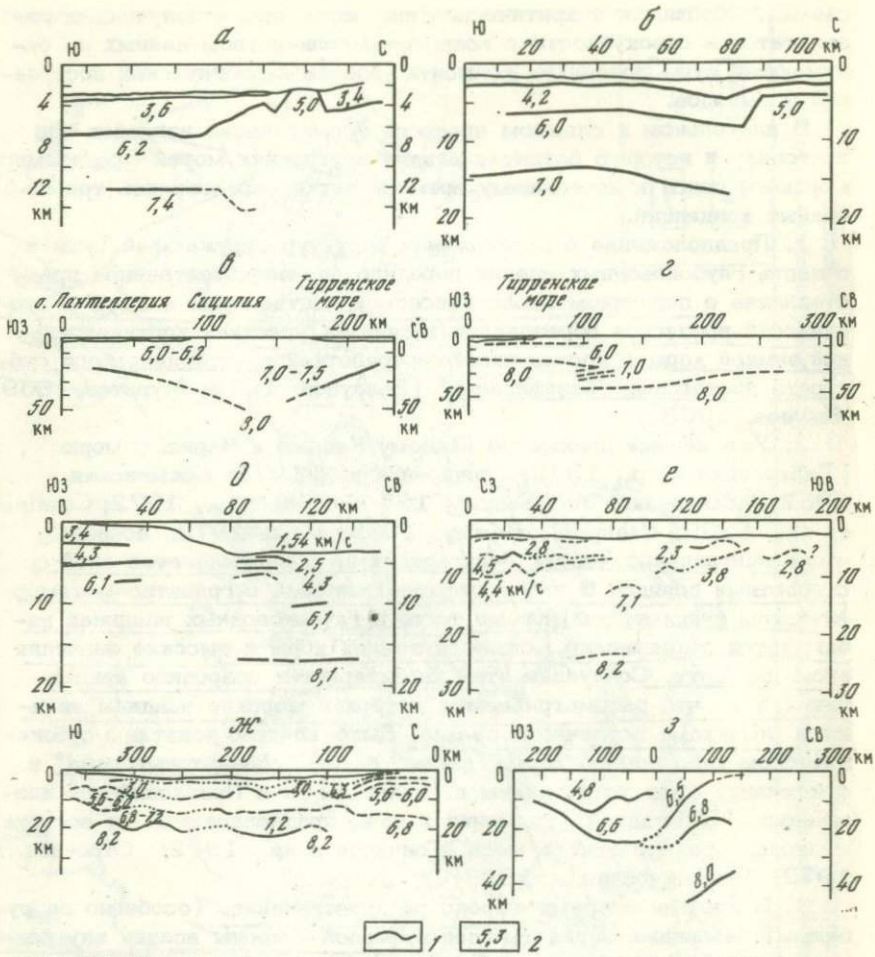



Рис. 2. Характерные разрезы земной коры основных глубоководных впадин

*1* – преломляющие границы, *2* – граничные скорости, км/с; *а, б* – [Hinz, 1972]; *в–г* – [Colombi et al., 1973]; *д* – по Вейцелю и Хинцу; *е, ж* – [Москаленко, 1974]; *з* – по Аксенович с соавторами (1958 г.); расположение профилей показано на рис. 1

20–25 км – в Черном море [Маловицкий, 1970; Милановский, Хаин, 1968]. Этим впадинам соответствуют крупные положительные аномалии Буге. Изостатические аномалии, как правило, приурочены к дуговым структурам Крита–Родоса, Кипра, а также к Кавказскому побережью.

Кристаллическая часть коры во впадинах оказывается сильно сокращенной (порядка 5 км – в Алжиро–Прованском, Тирренском и Центральном бассейнах, порядка 10 км – во впадинах Геродота и

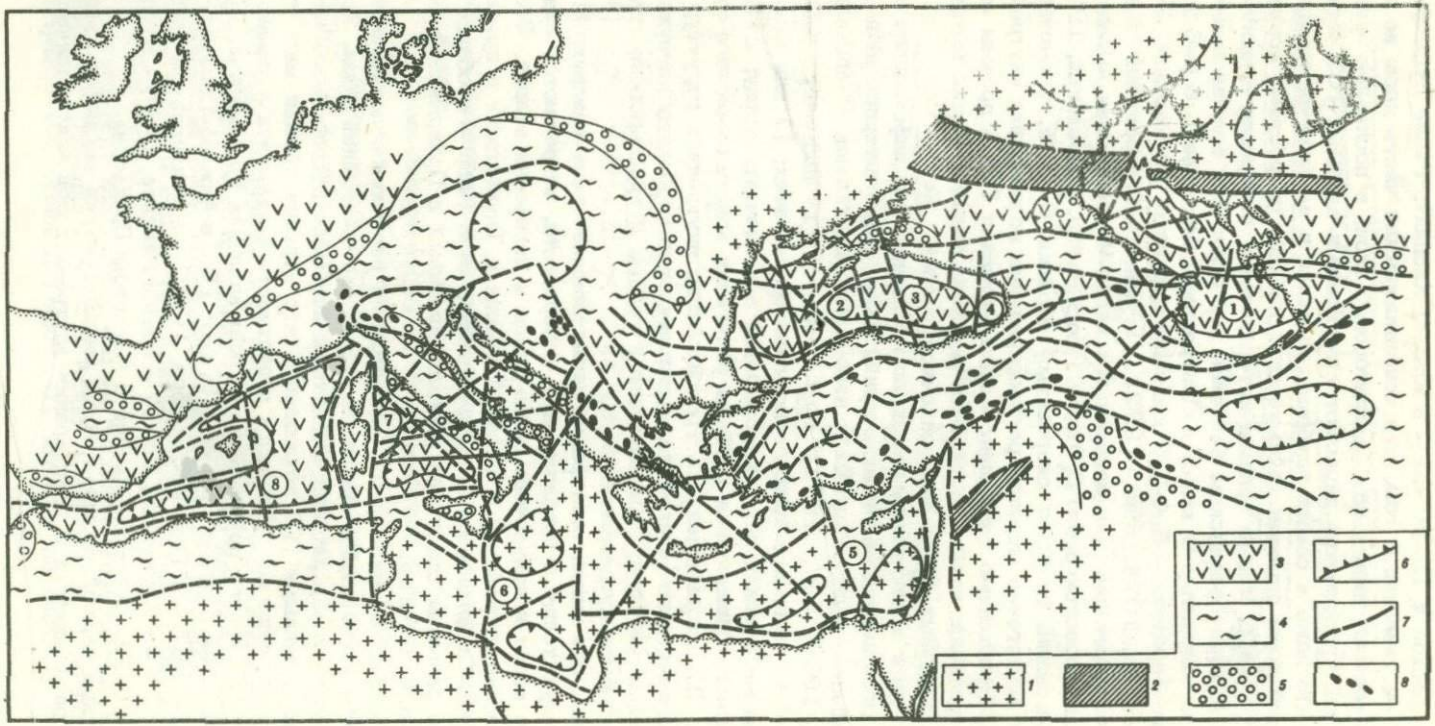
Черноморской и 15–20 км – в Южном Каспии). Ранее существовавшие представления о том, что кристаллическая часть коры во впадинах состоит только из "базальтового" слоя, в последнее время пришлось существенно пересмотреть. Новыми данными ГСЗ установлено, что даже в самых глубоких впадинах в верхней части кристаллической коры отмечен сейсмический слой со скоростями порядка 5,8–6,4 км/с. Новые приемы интерпретации позволили выяснить, что в Алжиро–Прованском бассейне под осадочной толщей залегает слой со скоростью 6 км/с, в Центральном бассейне – 6,0–6,2, во впадине Геродота – 5,4–6,0 км/с [Москаленко, Маловицкий, 1974; Москаленко, 1974; Hinz, 1972]. По одному из вероятных вариантов интерпретации и в центральной части Черного моря выделяется слой со скоростью около 6,0км/с [Москаленко, Маловицкий, 1974]. Сейсмический слой со скоростями порядка 6 км/с, возможно, имеет достаточно широкое распространение во впадинах внутренних морей. Необходимо совершенствовать методику ГСЗ и приемы его интерпретации, чтобы достаточно уверенно выделить зоны выхода высокоскоростных пород под осадочной толщей.

Новую и исключительно ценную геологическую информацию дали магнитные исследования акваторий. Результаты интерпретации региональных гидромагнитных и аэромагнитных съемок [Маловицкий и др., 1969; Lort, 1971; Vogt et al., 1971] позволяют использовать эти данные в трех геологических аспектах: 1) для выявления магматических тел, внедрившихся в осадочную толщу; 2) для примерного определения глубины залегания кристаллического фундамента; 3) для выявления и трассирования внутренних структур кристаллического фундамента в областях его глубокого погружения, выявления структур с офиолитовыми телами и трассирования глубинных разломов фундамента.

Зоны, где магнитоактивные магматогенные тела внедряются в осадочную толщу и приближены к поверхности, встречаются сравнительно редко и приурочены чаще всего к периферии впадин. Это вулканические проявления в морях Альборан и Тирренском в пределах Африкано–Сицилийского порога, в районе о–ва Кипр – особенно в полосе развития офиолитов; Преданатолийская и Прикрымская зоны Черного моря и др.

Основные же аномалии – и в этом их главная геологическая ценность – связаны с кристаллической частью земной коры. Количественная интерпретация магнитных аномалий в сопоставлении с опорными данными ГСЗ показывает, что верхние кромки магнитоактивных тел чаще всего близки к поверхности фундамента и отражают его рельеф, причем практически во всех впадинах фундамент залегает на достаточно больших глубинах (в км): 10 – в Алжиро–Прованском бассейне, до 6 – в Тирренском море, 10–12 – в Центральном бассейне, 12–15 – в Адриатике, 15–17 – в море Леванта, до 16 – в Черном море, 20–22 – в Южном Каспии и Северном Прикаспии.

Весьма важной частью данных магнитометрии являются сведения о расположении и простирании внутренних зон кристаллического


1
2
3
4
5
6
7
8

фундамента, связанных с комплексами пород основного или ультраосновного состава, которые либо внедрились по зонам глубинных разломов, либо выполняют определенные структуры фундамента. Эти зоны выражаются протяженными и достаточно интенсивными полосовыми магнитными аномалиями, однако характерно, что такого полосчатого геомагнитного поля, которое установлено для океанических хребтов и впадин, в изучаемом регионе практически не установлено (кроме небольшого участка в Центральном бассейне Средиземного моря).

Достаточно объективно выделяются области с индивидуальной характеристикой геомагнитного поля (ориентировка, интенсивность, размеры аномалий): в Средиземном море – Финикийская, Левантийская, Центрально-Ионическая, Алжиро-Прованская, Тирренская, Альборанская и др.; в Черном море – западная, центральная и восточная; в Южном Каспии и на Арале – западная и восточная. Границы таких областей достаточно резки и отождествляются с глубинными разломами, а сами области, по существу, являются крупными блоками фундамента, отличающимися по возрасту, основности и интенсивности магматогенно-тектонических процессов, происходивших в периоды формирования кристаллического фундамента. Эти блоки обычно уверенно коррелируются с главными особенностями гравитационного поля.

Разломы, ограничивающие блоки фундамента, имеют наряду с субширотными (средиземноморскими) также субмеридиональные (антисредиземноморские) направления (рис. 3). Характерно, что субмеридиональные структуры такого рода часто пересекают почти все элементы Средиземноморского пояса и четко продолжаются в пределах ограничивающих его древних платформ. Наиболее бесспорными антисредиземноморскими линеаментами являются (см. рис. 3): на Южном Каспии – поперечная зона, совпадающая с валом Ахиба; на Черном море – Одесско-Синопский, Кальмиус-Ордусский, Трабзон-Сухумский разломы; на Средиземном море – Нильско-Таврский (между 31 и 32° в.д.), Сиракузский (между 15 и 16° в.д.), Эльба-Загванский, Лионско-Баборский и др.

Природа и возраст разломов и геомагнитных тел, имеющих средиземноморское простирание, достаточно определенны. Эти геологи-

---

Рис. 3. Принципиальная схема тектоники западной части Средиземноморского пояса

*1* – древние платформы; *2* – авлакогены; *3* – молодые платформы, срединные массивы; *4* – альпийские складчатые системы; *5* – краевые прогибы; *6* – крупные тектонические впадины; *7* – основные глубинные разломы; *8* – выходы пород офиолитовой формации

Поперечные глубинные разломы (цифры на схеме): 1 – Южно-Каспийский, 2 – Одесско-Синопский, 3 – Кальмиус-Ордусский, 4 – Трабзон-Сухумский, 5 – Нильско-Таврский, 6 – Сиракузский, 7 – Эльбо-Загванский, 8 – Лионско-Баборский

ческие объекты образовались в связи с процессами заложения или разных стадий развития Средиземноморского складчатого пояса. Более сложным является определение природы антисредиземноморских дислокаций. По-видимому, они связаны с внутренней структурой древнейших комплексов фундамента – архейских и нижнепротерозойских [Архипов и др., 1964; Муратов, 1965; Хаин, 1970], которые повсеместно имеют субмеридиональные простирания. На фоне общего субширотного, более молодого плана указанные антисредиземноморские дислокации, характеризующиеся длительным развитием, обусловливают основные поперечные ступени, барьеры при развитии геоструктур альпийской эпохи тектогенеза.

Данные геологических наблюдений [Glangeraud, 1951; Heezen et al., 1971; Ritsema, 1972; Ryan et al., 1973; The Sea, 1970], ГСЗ, магнитометрии, как упомянутые, так и некоторые другие, позволяют более уверенно, чем ранее, утверждать, что *кристаллическая часть земной коры, ее фундамент в пределах большей части рассматриваемых впадин сложены метаморфическим комплексом пород, который по возрасту, составу и внутренней структуре в основном не отличается от структур прилегающей суши.*

По комплексу геолого-геофизических признаков в составе верхней части фундамента могут быть выделены районы развития древнейших (архейско-нижнепротерозойских), байкальских и местами палеозойских кристаллических комплексов. Достаточно уверенно можно предполагать, что верхняя часть фундамента Западного Средиземноморья (Альборан, Алжиро-Прованский бассейн, Тирренское море) сложена кристаллическим комплексом палеозойского возраста, который для геосинклинальных областей Апеннин, Сицилии и Атласа играл роль срединного массива в альпийский этап развития. Основная часть Восточного и Центрального Средиземноморья расположена на байкальском или более древнем фундаменте. Аналогичный возраст фундамента характерен также для Черного моря и Южного Каспия, хотя определенную роль здесь могут играть и палеозойские кристаллические комплексы.

## Осадочная толща

Фундаментальное значение для понимания природы впадин внутренних морей имеют сведения о структуре, мощности и возрасте осадочной толщи. Характерной чертой этих впадин является значительная мощность осадочного чехла (рис. 4). В большинстве впадин Черного и Средиземного морей она достигает 8–10 и даже 12–15 км, а в Южном Каспии 20 км. Только для небольших участков моря Альборан, абиссальной части Тирренского моря, на склонах Корсико-Сардинского мегаблока, в Центральном бассейне и в Аральском море наблюдаются малые мощности осадков (0–4 км).

Возраст осадочных толщ впадин различен и с разной степенью точности определяется по данным бурения, расчетам скорости осадконакопления, сейсмической характеристике и путем палеогеографи-

ческих построений. Верхнюю часть разреза осадочных пород в большинстве впадин составляют неоген-четвертичные отложения, мощность которых может достигать 4–8 км. В Средиземном море установлено широкое развитие эвапоритовой формации верхнего миоцена (мессинский ярус), мощность которой в Алжиро-Прованском бассейне достигает 2–3, а плиоцен-четвертичных отложений – до 1–2 км и более [Чумаков, 1971; Finetti, Morelli, 1972; Ryan et al., 1973].

Возраст нижней части осадочной толщи устанавливается с разной степенью уверенности. В Западном Средиземноморье разрез, скорее всего, начинается с третичных отложений [Чумаков, 1971; Finetti, Morelli, 1972; Ryan et al., 1973]. Более древним является осадочный разрез восточной и центральной частей Средиземного моря. Несомненно наличие здесь мощной толщи мезозойских отложений, начиная с триаса, не исключено присутствие и палеозойского комплекса. В Черном море в нижнем этаже осадков также могут присутствовать не только мезозойские, но и палеозойские отложения, как на Мизийской плите и Грузинской глыбе [Чекунов, Рябчун, 1971; Чекунов, 1968]. Присутствие палеозойских отложений можно предполагать в Южном Каспии и на Аральском море [Маловицкий, 1968].

Тектоника осадочной толщи, несмотря на большой объем сейсмических исследований, выяснена еще недостаточно, особенно в нижней половине разреза. Однако уже имеющиеся сведения позволяют выделить в каждом крупном районе два-три структурно-тектонических этажа. *В целом можно сделать вывод о преобладающем платформенном типе тектоники мощной осадочной толщи* (рис. 5, вкл.). Зоны альпинотипной тектоники занимают сравнительно мало места под дном рассматриваемых впадин внутренних морей и наблюдаются только на некоторых прибрежных участках, непосредственно примыкающих к альпийским складчатым сооружениям.

Сведения, которыми мы располагаем в настоящее время по осадочной толще, позволяют сделать ряд важных выводов.

1. Значительная мощность осадков в основных впадинах свидетельствует о длительных компенсированных вертикальных опусканиях кристаллического ложа впадин.

2. При преобладающем режиме тектонического опускания определенную роль играли задержки темпа или относительные общие поднятия, что фиксируется региональными несогласиями в разрезе, присутствием эвапоритов в Средиземном море и другими фактами.

3. В пределах крупных бассейнов выделяются одни и те же толщи, что свидетельствует о единстве каждого бассейна седиментации и их устойчивости во времени. Это не исключает, конечно, возможных горизонтальных перемещений крупных блоков фундамента, однако имеющиеся данные об осадочной толще не позволяют рассматривать структуру регионов как набор случайно подогнанных "плит".

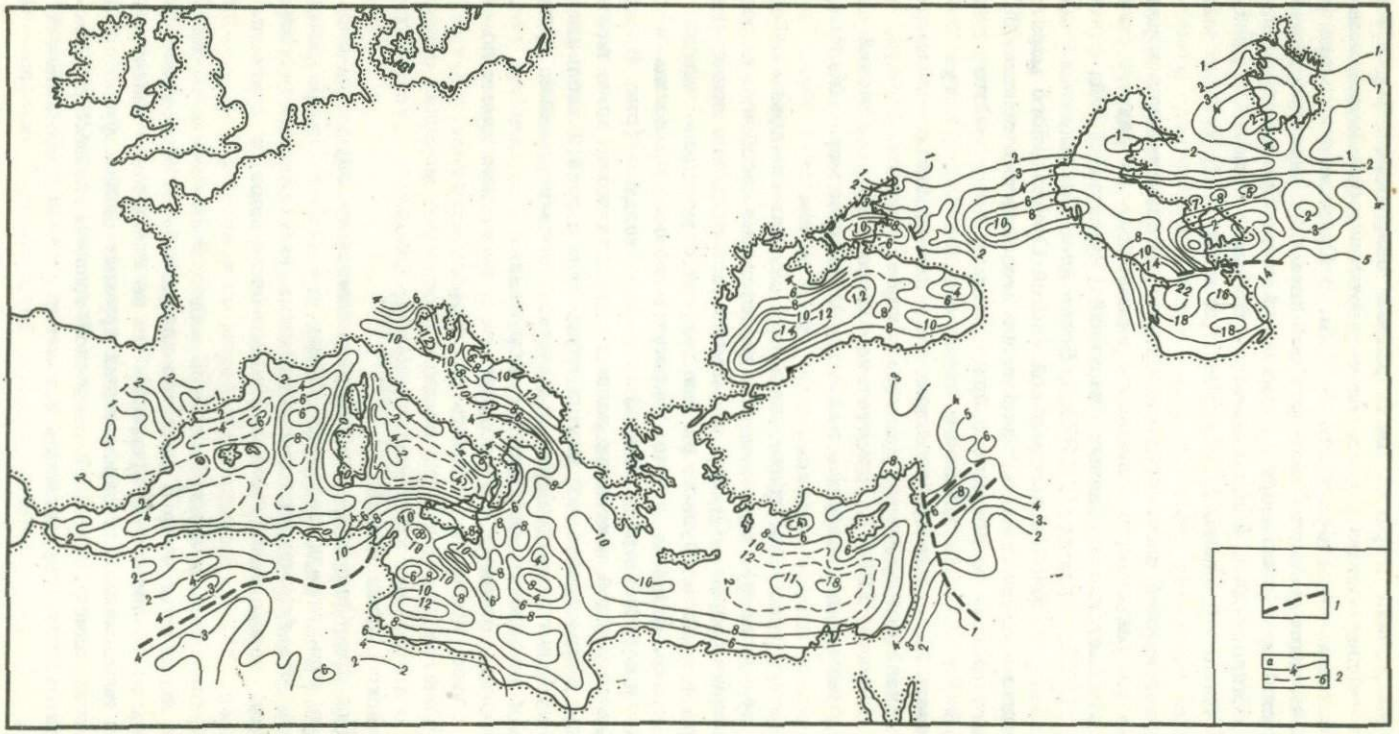


Рис. 4. Схема распределения мощностей осадочной толщи

*1* – тектонические нарушения; *2* – изопахиты осадочной толщи, км (*а* – установленные, *б* – предполагаемые

4. Общее преобладающее опускание было дифференцированным по основным геоблокам, ограниченным глубинными разломами фундамента.

5. Амплитуда перепада земной поверхности достигает в рассматриваемом районе 9–10 км (см. рис. 1), а морские миоценовые и плиоценовые отложения установлены как на приподнятых участках окружающей суши, так и на глубине в несколько километров во впадинах. Отсюда может следовать вывод о значительных, порой катастрофических взаимных вертикальных перемещениях крупных блоков в неоген-четвертичное время с амплитудой, измеряемой километрами. Неотектонический этап является совершенно особой эпохой развития, и молодыми движениями обусловлены многие важные черты тектоники.

## Основные этапы развития впадин

Приведенные данные о глубинном строении земной коры, внутренней структуре и возрасте фундамента, мощностях, строении и возрасте осадочных комплексов позволяют выявить следующие этапы развития рассматриваемых впадин: древнейший, древний, средний, молодой и неотектонический.

1. В древнейший (архейско-раннепротерозойский) этап на основной части впадин формировался кристаллический фундамент земной коры, внутренние структуры которого имели субмеридиональное простирание.

2. Древний (байкальский, на некоторых участках – до герцинского) этап является эпохой вовлечения территории впадин Южного Каспия, Черного и Средиземного морей в опускание и переработку. Эта перестройка была связана с более общим процессом образования Средиземноморского пояса [Архипов и др., 1964; Милановский, Хаин, 1968; Муратов, 1965, 1969; Хаин, 1970]. Сейчас этот процесс продолжается в районе современной Альпийской складчатой области. Вероятно, в байкальское время сформировалась верхняя часть фундамента обширных районов Южного Каспия, Черного моря, Восточного и Центрального Средиземноморья.

На фоне коренного преобразования фундамента в субширотном направлении сохранились блоки, ядра, разломы более древнего этапа формирования. Начиная с палеозоя, но в разных местах разновременно на этих акваториях устанавливается платформенный или квазиплатформенный режим с достаточно активным осадконакоплением (восточная и центральная части Средиземного моря, Адриатическое и Аральское моря и др.). В западной же части Средиземного моря, на некоторых участках Черного моря и Южного Каспия формирование кристаллического фундамента продолжалось до герцинской эпохи включительно. Таким образом, древний этап завершился образованием кристаллического фундамента на большей части рассматриваемых впадин.

3. Средний этап развития впадин является почти повсеместно платформенным. На участках байкальской консолидации фундамента

он охватывал какую-то часть палеозоя, мезозой и раннетретичное (палеоцен-эоценовое) время. В этот период повсеместно происходит тектонически компенсированное, но дифференцированное опускание фундамента, формируются основные тектонические элементы (своды, впадины). Лишь в Западном Средиземноморье бо́льшую часть среднего этапа существовал срединный массив, контуры которого определили положение окружающих альпийских геосинклинальных систем.

4. Молодой этап развития впадин (в основном олигоцен-миоцен) тесно связан с общими тектоническими процессами в Альпийской геосинклинальной области. В это время впадины Южного Каспия, Черного и Средиземного морей активно формируются как единое целое примерно в современных границах, перекрывая и нивелируя более древний структурный план. В Западном Средиземноморье происходит раздробление и погружение срединного массива; в конце этапа почти все Средиземное море выполняется толщей эвапоритов.

5. Неотектонический этап (плиоцен-четвертичное время) почти повсеместно отмечается угловым несогласием. Это время крупных горообразовательных движений в альпийской складчатой области, эпоха крупных вертикальных перемещений. В области впадин внутренних морей наблюдается общее опускание в современных границах, осадки приобретают глубоководный характер, темп прогибания не успевает компенсироваться осадконакоплением.

Таким образом, приведенный обзор показывает, что, помимо некоторых черт общего сходства, анализируемые впадины существенно отличаются друг от друга. Общим для них является то, что они располагаются в основном на платформенных участках земной коры и испытывали активное компенсированное прогибание. Однако время и характер проявления этих процессов существенно различаются. Формирование впадин как индивидуальных крупных тектонических элементов произошло лишь в молодой и неотектонический этапы развития, тогда как ранее их территория была достаточно дифференцирована и входила в состав более обширных тектонических элементов.

## Возможная природа глубоководных впадин морей

В заключение попытаемся рассмотреть природу геотектонических сил, обусловивших возникновение впадин внутренних морей. Главное в этой проблеме – определить общую причину возникновения громадного Средиземноморского пояса, протянувшегося от Тихого океана до Атлантики и ориентированного субширотно. Коль скоро устанавливается, что древнейшие структуры кристаллической коры на древних щитах имеют субмеридиональную ориентировку, логично допустить в свете приведенных данных о внутренней структуре фундамента впадин, что все или почти все пространство (по крайней мере Западного Тетиса) составляло единое целое с окружающими

древними платформами. В позднем протерозое, как это неоднократно показывали М.В. Муратов, В.Е. Хаин, А.Л. Яншин, К.М. Шимкус и другие исследователи, произошла кардинальная, деструктивная переработка территории в связи с заложением Средиземноморского пояса. Говоря о причинах этого явления, обычно упоминают о внутренних процессах в земной коре и мантии, возникновении разломов и т.д. Однако вряд ли это может полностью определить причины явления. Формирование древнейшего субмеридионального структурного плана происходило в течение миллиардов лет. Средиземноморский же пояс был заложен в определенной субширотной полосе, перпендикулярно древнейшей структуре, при этом северная и южная части последней остались неизмененными. Заложение Средиземноморского складчатого пояса явилось актом катастрофического характера и большой энергии, который трудно объяснить только внутриземными причинами тектогенеза. Одной из возможных причин возникновения Средиземноморского пояса можно допустить воздействие внешних космических сил, которые привели к резкому изменению ротационного режима Земли.

В процессе развития Средиземноморского складчатого пояса заложились субширотные геосинклинали. Схемы развития их разработаны В.В. Белоусовым, М.В. Муратовым, В.Е. Хаиным, А.В. Пейве и другими исследователями, эти схемы иногда принципиально отличаются друг от друга [Белоусов, 1972; Милановский, Хаин, 1968; Муратов, 1965; Dewey et al., 1973]. Можно даже допустить, что на месте альпийских геосинклинальных областей были океанические прогибы и впадины, которые расширялись и "схлопывались".

Однако, и это важно подчеркнуть, *тектоническая природа впадин внутренних морей западной части Средиземноморского пояса мало связана с судьбой альпийских складчатых областей.* Накопленные к настоящему времени данные показывают, что сходные по всем основным характеристикам геоструктуры установлены в самых различных областях Земли (Центрально-Баренцевоморская, Прикаспийская, Североморская впадины на Русской платформе; Восточно-Аральская и, возможно, Карскоморская впадины на эпигерцинской платформе; впадины в пределах западной части Средиземноморского пояса, Мексиканская впадина и др.).

Общими характерными чертами всех этих впадин являются: 1) большие размеры и овальные очертания; 2) заложение на кристаллическом фундаменте достаточно древнего возраста; 3) громадная мощность осадочной толщи, сокращенная мощность кристаллической части земной коры; 4) большая глубина залегания кристаллического основания; 5) режим активного, в общем компенсированного опускания кристаллического ложа; 6) двух-трехъярусное строение осадочной толщи, причем общим для каждой впадины является только самый молодой этаж, по более древним ярусам впадины дифференцируются на впадины и своды платформенного типа; 7) платформенная дислоцированность осадочной толщи; 8) своеобразная гравитационная и геомагнитная характеристика, отражающая глубинное

строение земной коры и внутреннюю структуру фундамента (максимум аномалий Буге, слабые магнитные аномалии и т.д.).

Все это позволяет выделить данный класс геоструктур в достаточно самостоятельный тип, который Я.П. Маловицкий ранее (1964 г.) предложил называть мегавпадинами, а соответствующий геотектонический режим - мегавпадинным [Маловицкий, 1968]. Возможно, более удачным в данном случае является термин "пелагократонная область" (т.е. морская платформа), который более четко определяет особенности структуры и истории развития этих элементов.

Мегавпадины (пелагократонные области) отличаются друг от друга по возрасту кристаллического фундамента, времени заложения, времени завершения основных опусканий, отдельным частным характеристикам, однако общая схема их развития и структуры остается неизменной вне зависимости от времени и места проявления в геологической истории Земли. В геотектонике обычно имеет место антиподальность. Так, континентам противопоставлены океаны, платформам - геосинклинальные области, антиклиналям - синклинали и т.д. Мегавпадины по общему режиму развития и его геолого-геофизическому результату могут быть в известной степени противопоставлены так называемым зонам постплатформенной орогении типа Тянь-Шаня, Гималаев, где также происходит "взламывание" древней структуры и новообразование, но в противоположном направлении и с противоположным геолого-геофизическим эффектом.

Особенностью рассматриваемых мегавпадин (пелагократонных областей) западной части Средиземноморского складчатого пояса, в отличие от других аналогичных структур, является то, что в неотектонический этап их развития они испытали активное влияние воздымающихся рядом альпийских складчатых областей. Вследствие этого значительная часть указанных мегавпадин в неотектоническом этапе играла роль межгорных, передовых, краевых прогибов и впадин, здесь накопились мощные толщи молодых осадков, более активно проявилась молодая трещиноватость и складчатость, образовались глубоководные морские впадины. Причина же возникновения и общие тенденции развития мегавпадин (пелагократонных областей) заключены в своеобразной медленной дифференциации глубинного вещества в смежных крупных блоках литосферы.

Наблюдаются ли явления рифтогенеза и движения "плит" во впадинах внутренних морей и какова их роль в формировании структуры этих впадин? Накопленные данные показывают, что подобные явления возможны, но проявляются ограниченно. Так, Восточно-Средиземноморский макровал не имеет ничего общего со срединно-океаническим хребтом, и поспешные выводы такого рода некоторых зарубежных исследователей были справедливо подвергнуты критике [Comninakis, Papazachos, 1972]. Установленные бурением в море Альборан кристаллические породы оказались не океаническим базальтом, а породами фундамента, петрографически сходными с палеозоем в ядрах прилегающих альпийских складчатых областей [Ryan

et al., 1973]. Б. Хизен с соавторами [Heezen et al., 1971] открыли континентальные палеозойские блоки в Тирренском море, являющиеся останцом недавно опущенного срединного массива герцинской консолидации. Наконец, группа авторитетных исследователей – Б. Хизен с соавторами [Heezen et al., 1971], а также К. Морелли, И. Финетти, Е. Зарудский и другие – специально проводила комплексные геофизические исследования, чтобы доказать справедливость идеи "плитовой" тектоники, однако не смогла найти ни одного серьезного факта для ее подтверждения. Более того, тектоническое районирование, предложенное И. Финетти и К. Морелли [Finetti et al., 1970; Finetti, Morelli, 1972], проведенное на основе большого объема сейсмических исследований, в общем совпадает с представлениями авторов этой статьи. Имеющиеся данные показывают, что может быть названо всего несколько участков, где явления рифтогенеза могли бы иметь место. Это узкий желоб на Африкано-Сицилийском пороге, в котором расположен вулкан Пантеллерия и ряд других погребенных структур (см. рис. 3). В Среднем Каспии подобная структура намечается в Дербентской котловине. Значительные по амплитуде горизонтальные перемещения происходили в древние эпохи по ряду глубинных разломов, однако эти швы перекрыты осадочной толщей. Можно сделать общий вывод, что ведущим процессом образования впадин внутренних морей Средиземноморского пояса является своеобразный мегавпадинный (талассократонный) режим, а другие явления в разной степени и локально осложняли эту генеральную линию развития.

5537

## ЛИТЕРАТУРА


Архипов И.В., Муратов М.В., Постельников Е.С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. – В кн.: МГК, XXII сессия: Докл. сов. геол. М.: Недра, 1964.

Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. – Вестн. АН СССР, 1972, № 7.

Верхняя мантия, 1970, № 7.

Гаркаленко И.А., Маловицкий Я.П., Гончаров В.П. и др. Земная кора внутренних морей и континентальных впадин области Западного Тетиса. – В кн.: Проблема 8. Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. МГК, XXIV сессия: Докл. сов. геол. М.: Наука, 1972.

Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.

Косминская И.П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 5.

Маловицкий Я.П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.

Маловицкий Я.П. Об основных субмеридиональных дислокациях юга европейской части СССР. – Геотектоника, 1970, № 3.

Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Геомагнитное поле Черноморской впадины. – Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 32.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса. – В кн.: Проблема 3. Орогенические пояса. МГК, XXIII сессия: Докл. сов. геол. М.: Наука, 1968.

Милашин А.П. О различиях в тектоническом строении морей и океанов. – Мор. геол. и геофиз., 1970, № 1.

Москаленко В.Н. Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта. – Геотектоника, 1974, № 4.

Москаленко В.Н., Шимкус К.М. Геологическая интерпретация сейсмических границ верхней части осадочной толщи Средиземного моря. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.

Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9.

Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. – Геотектоника, 1965, № 6.

Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. – Геотектоника, 1969, № 2.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника Черного моря и проблемы развития земной коры. – В кн.: Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку: Элм, 1970.

Строение западной части Черноморской впадины/Под ред. Я.П. Маловицкого, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1972.

Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5000 000/Под ред. А.Л. Яншина. М., 1966.

Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. – Вестн. МГУ. Геология, 1970, № 2.

Чекунов А.В. Некоторые вопросы тектогенеза и эволюции земной коры. – Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 26.

Чекунов А.В., Рябчун Л.И. Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене. – Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 39.

Чумаков И.С. Некоторые вопросы истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена – начале плиоцена по новым данным. – Сов. геол., 1971, № 10.

Шимкус К.М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, М., 1972.

Caputo M., Panza G.F., Postpische D. Deep Structure of the Mediterranean Basin. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 26.

Cassinis R., Finetti I., Giese P. et al. Deep Seismic Refraction Research on Sicily. – Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata, 1969, vol. 11, N 43/44.

Comninakis P.E., Papazachos B.C. Seismicity of the Eastern Mediterranean and Some Tectonic Features of the Mediterranean Ridge. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 4.

Dewey T.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin T. Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10.

Fahlquist D.A., Hersey J.B. Seismic Refraction Measurements in the Western Mediterranean Sea. – Bull. Inst. Oceanogr. Monaco, 1969, vol. 67, N 1386.

Finetti I., Morelli C., Zarudzki E. Reflection Seismic Study of the Tyrrhenian Sea. – Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata, 1970, vol. 12, N 48.

Finetti I., Morelli C. Wide Scale Digital Seismic Exploration of the Mediterranean Sea. – Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata, 1972, vol. 14, N 56.

Glangeraud L. Interpretation tectonophysique des caracteres structuraux et paleogeographiques de la Mediterranee occidentale. – Bull. Soc. Geol., 1951, N 6.
Heezen B.C., Gray C., Segre A.G., Zarudzki E.F.K. Evidence of Foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. – Nature, 1971, vol. 229, N 5283.
Hinz K. Results of seismic refraction investigations (Project ANNA) in the Western Mediterranean Sea, South and North of the island of Mallorca. – Bull. Cent. rech. Pau, 1972, vol. 6, N 2.
Hsü K.J. Origin of the Alps and Western Mediterranean. – Nature, 1971, vol. 233.
Lort J.M. The Tectonics of the Eastern Mediterranean: a geophysical review. – Reviews of Geophysics and Space Physics, 1971, vol. 9, N 2.
Malovitskiy J.P., Neprochnov Ju.P., Kosminskaya I.P. [Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П., Косминская И.П.]. Structure of the Crust and Upper Mantle of the Black and Caspian Sea. – Tectonophysics, 1970, vol. 10.
Ritsema L. The Tyrrhenian Sea. – Geol. en mijnbouw, 1972, vol. 51, N 5.
Ryan W.B.F., Hsü K.J., Cita M.B. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Washington: US Govemment Printing Office, 1973. Vol. 13.
Sancho J., Letouzey J., Biju-Duval B. New data on the structure of the eastern Mediterranean basin from seismic reflection. – Earth and Planet. Sci. Let., 1973, vol. 18, N 2.
The Sea. N.Y. etc.: John Wiley and Sons, 1970. Vol. 4, pt 2.
Vogt P.R., Higgs R.H., Johnson G.L. Hypotheses on the origin of the Mediterranean Basin: Magnetic Data. – J. Geoph. Res., 1971, vol. 76, N 14.

УДК 551.24(26)

*А. П. МИЛАШИН, В. А. ПАНАЕВ*

# ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

Вопросы строения земной коры Мирового океана приобрели за последнее десятилетие особый интерес в связи с расширяющимся освоением минеральных ресурсов океана и обострившейся дискуссией об их происхождении. Комплект карт по всем слоям земной коры, составленный с использованием опубликованных данных метода преломленных (МПВ) и отраженных волн (МОВ) [Гайнанов, Корякин, 1967; Геофизика ..., 1974; Геолого-геофизический..., 1975; Connel et al., 1966] для Атлантического, Индийского и Тихого океанов, позволяет выявить основные особенности в площадном распространении мощностей океанической земной коры и ее отдельных слоев.

Строение и мощности земной коры (как и глубины залегания поверхности Мохоровичича) меняются в прямой зависимости от геоморфологии дна океанов (рис. 1, вкл.). Океанические котловины, как правило, оконтуриваются 5-километровой изопахитой земной коры и 10-километровой изогипсой поверхности Мохоровичича. К централь-

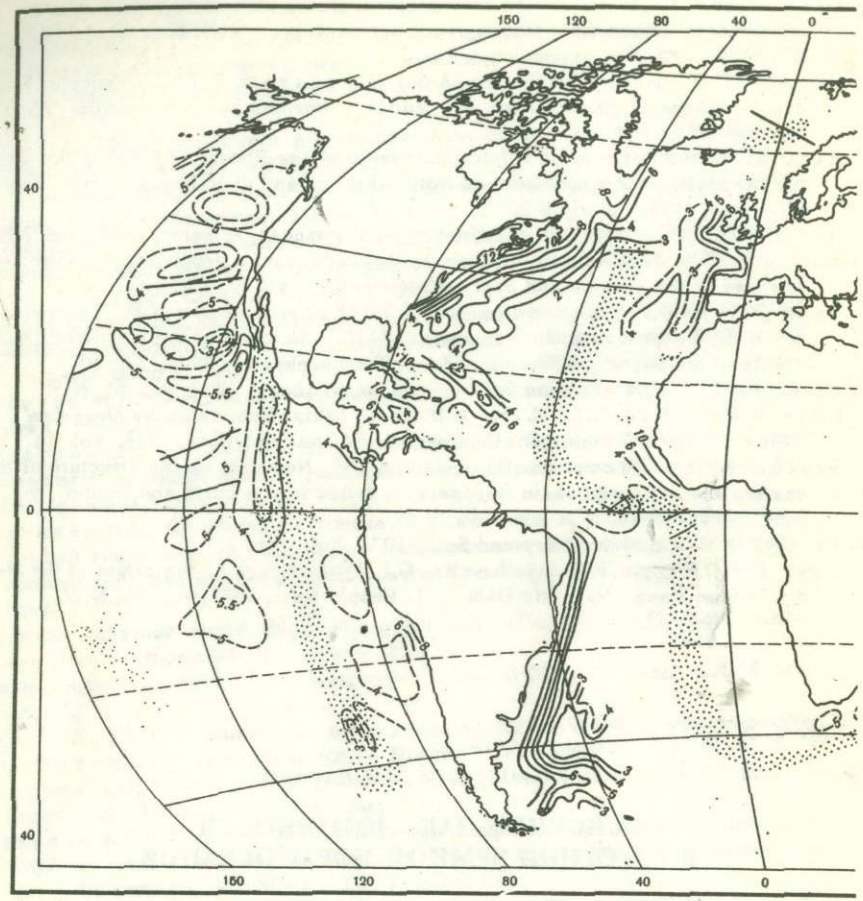


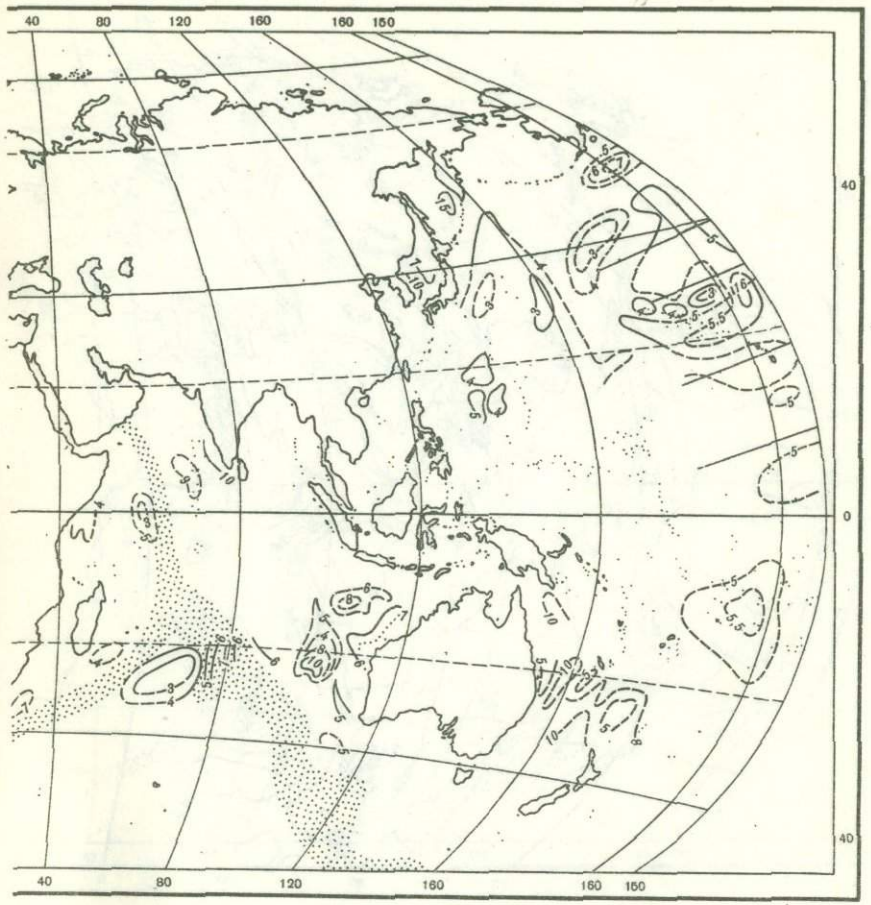

Рис. 2. Карта мощностей "базальтового" слоя
Условные обозначения см. на рис. 1

ным частям котловин мощность земной коры нередко сокращается до 4–3,5 км (Северо-Восточная котловина Тихого океана и др.).

Подводные плато, возвышенности и хребты, относящиеся к сводовым и глыбовым поднятиям (Фольклендское, Китовое, Гавайское, Восточно-Индийское и др.), оконтуриваются изопахитами 7–10 км. К континентам мощность земной коры вначале постепенно возрастает до 8–12 км, а затем, на шельфе, увеличивается скачком до 20–30 км. Незначительные мощности земной коры (8–12 км) особенно близко располагаются у материков в пределах периокеанических прогибов, окаймляющих берега Атлантического и Индийского океанов почти на всем их протяжении.

По увеличенной мощности (20–30 км) и характеру строения земной коры выделен целый ряд погруженных под воду блоков, от-






носящихся к микроконтинентам – поднятия Роколл, Западно-Австралийское, хребты Лорд-Хау и Норфолк в Океании и др. Весьма интересным оказалось строение земной коры в Северо-Восточной котловине Тихого океана. В то время как на большей части акватории изогипсы и изопахиты имеют в основном субмеридиональное простирание, в указанной котловине они отражают блоки земной коры субширотного простирания, разделяемые зонами разломов Мендосино, Меррей и др.

Самый нижний – "базальтовый" слой земной коры утоняется от континентов к океанам от 15 до 1–2 км, а местами и исчезает. Отсутствие "базальтового" слоя зафиксировано к западу от Сейшельских островов и в Амирантской котловине (Индийский океан), а также в северной части Тасманова моря (Тихий океан). На этих участках второй океанический слой с сейсмическими скоростями 4,5–6 км/с залегает непосредственно на верхней мантии. Еще чаще

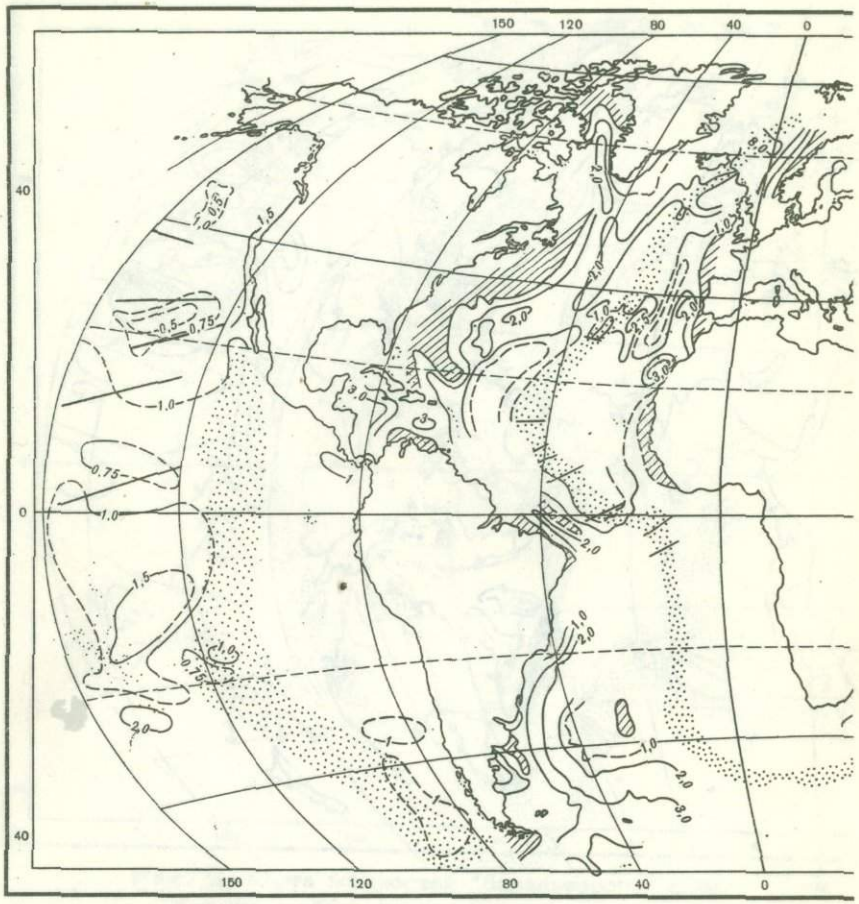
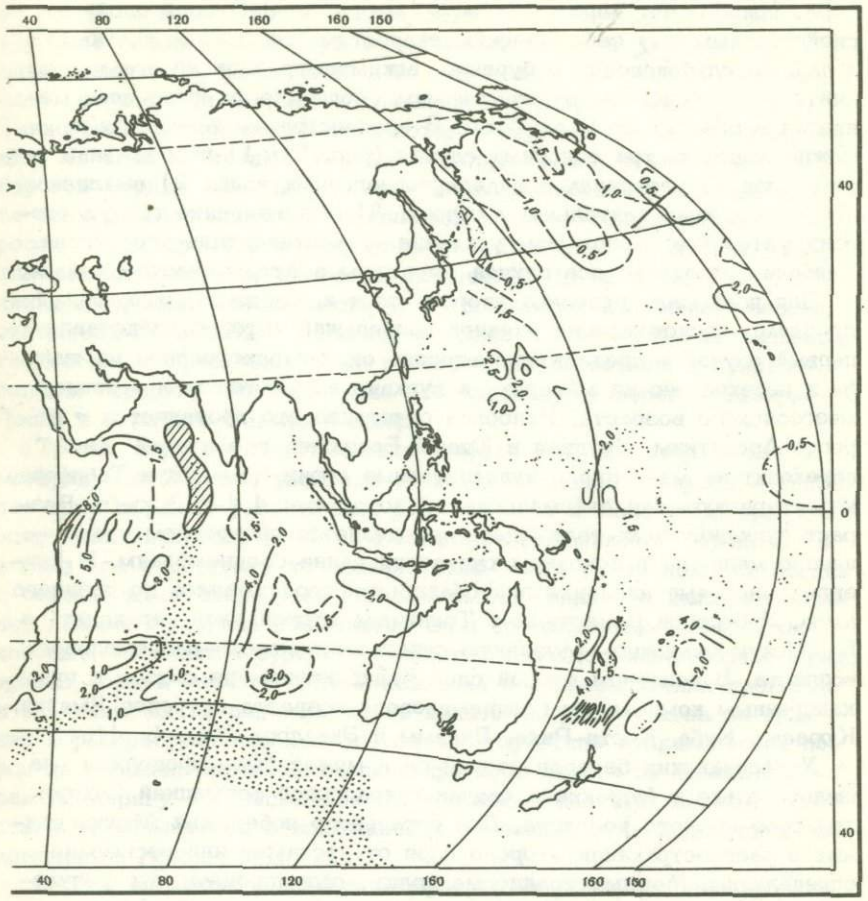



Рис. 3. Карта мощностей второго океанического слоя

*Штриховка – районы отсутствия второго слоя; остальные условные обозначения см. на рис. 1*

отсутствие "базальтового" слоя наблюдается в гребневых частях срединно-океанических хребтов, где под маломощными осадками или непосредственно на дне обнажаются ультраосновные породы (разуплотненная верхняя мантия). В целом мощности "базальтового" слоя в гребневых частях срединно-океанических хребтов редко превышают 2-3 км. К склонам хребтов и океаническим котловинам мощность слоя в большинстве случаев увеличивается до 4-5 км, а к подводным возвышенностям, хребтам и вулканическим островам – до 6-10 км. С приближением к материкам "базальтовый" слой часто снова утоняется до 3-4 км, что отчетливо выражено у восточных берегов США, Канады, в районе Рио-де-Жанейро, возле Испании, Марокко, Сьерра-Леоне, у восточных берегов Австралии. Еще






ближе к материку мощность слоя резко возрастает, достигая возле берега 12-15 км (рис. 2).

Пониженные мощности "базальтового" слоя вблизи континентов приурочены к периокеаническим прогибам, и в ряде случаев – к глубоководным желобам. Причем характерно, что с увеличением прогибов резче утоняется и "базальтовый" слой. В тех случаях, когда океанические прогибы захватывают значительную часть шельфа, зоны низких мощностей слоя подступают почти вплотную к континенту (у мыса Гаттерас, Северная Америка). В самом общем виде можно заключить, что мощности "базальтового" слоя сокращаются к периокеаническим прогибам, глубоководным желобам и котловинам в основном параллельно с увеличением глубины залегания этого слоя.

В связи с предстоящим бурением с нис "Гломар Челленджер", направленным на изучение второго океанического слоя, особый ин-

терес приобретает карта мощностей этого слоя. Второй слой по свойственным ему сейсмическим скоростям (от 3,5 до 6,0 км/с) и данным глубоководного бурения, вскрывшего верхние его части, считается в основном вулканогенным. Мощность второго слоя меняется в океанах от 0 до 5 км. В распространении этого слоя можно выделить три основных случая (рис. 3): 1) продолжение второго слоя на материках в виде вулканогенных толщ; 2) выклинивание слоя к континентальному склону; 3) выклинивание слоя в сторону материков на большом удалении от континентального склона. Наиболее отчетливо все случаи выражены в Атлантическом океане.

Для понимания генезиса второго слоя и, следовательно, общей проблемы происхождения океанов наибольший интерес представляет первый случай – продолжение второго океанического слоя на шельфе и переход его на материке в вулканогенные толщи в основном мезозойского возраста. Наиболее отчетливо это проявляется у берегов Аргентины, Уругвая и Южной Бразилии, где второй слой переходит на материке в вулканогенные серии Чон-Айк и Тобифера, характеризующиеся сейсмическими скоростями 4,4–5,3 км/с. Возраст вулканогенных толщ здесь определяется интервалом триас – начало мела, но в основном считается ранне-среднеюрским. В Бразилии массовые излияния платобазальтов продолжались до позднего мела. У берегов Венесуэлы и Тринидада второй слой переходит в Карибскую осадочно-эффузивную серию позднеюрско-раннемелового возраста. В основном второй слой Карибского моря связан с вулканогенным комплексом позднемелового возраста островов Ямайка, Кюрасао, Куба, Коста-Рика, Панамы и Эквадора [Donnely, 1964].

У африканских берегов второй слой может быть продолжен на шельф только у Марокко и связан с траповой формацией Сахары триасово-юрского возраста. Для остального побережья Африки данные о распространении второго слоя отсутствуют или весьма неопределенны. Мощные трапповые толщи, сформированные в результате известного стромбергского вулканизма, на побережье не распространяются. Существует ли определенная связь между формированием вулканогенных пород второго слоя и мощным трапповым вулканизмом Африки (как и Бразилии), остается пока неясным.

В Северной Атлантике второй слой мощностью 3–4 км в виде платобазальтов выходит на поверхность в Исландии, на Фарерских островах и близко подходит к поверхности на плато Роколл. Сокращаясь в мощности до 1–2 км, вулканогенный слой переходит в Гренландии и Шотландии в толщи платобазальтов, образуя с ними единую Британо-Арктическую базальтовую провинцию (или провинцию Туле). Возраст базальтов в Исландии оценивается интервалом олигоцен-современный период, на Фарерских островах и плато Роколл удревняется до раннего палеогена, а в Шотландии и Гренландии – до позднего мела-палеоцена.

Более распространенными являются случаи, когда второй океанический слой выклинивается к континентальному склону. Большинст-

во исследователей эти случаи считают наиболее возможными при переходе океанической коры в континентальную и рассматривают как одновременное выклинивание к континентальному склону второго слоя (*со стороны океана*) и гранитного слоя (*со стороны суши*). Такие взаимоотношения наблюдаются у берегов Норвегии, Гренландии, Испании, Ирландии, в районе Сьерра-Леоне, у юго-восточных берегов Африки и западных берегов Австралии и т.д. Во многих из этих районов картина осложняется тем, что сейсмические скорости, характерные для второго слоя, фиксируются также на континентальном склоне, шельфе и побережье. Но на побережье, по данным бурения, эти скорости уже относятся к консолидированным отложениям палеозоя и мезозоя, которые в результате интенсивного диагенеза приблизились по плотностным свойствам к вулканогенным породам. Наиболее ярко это выражено у берегов Сьерра-Леоне и в районе Рио-де-Жанейро.

Третий случай - выклинивание второго слоя по направлению к материку на большом удалении от континентального склона - наиболее ярко выражен у восточных берегов США и Канады. Второй слой здесь выклинивается в 400-700 км от материковой окраины, и в зоне его отсутствия на "базальтовый" слой сразу ложатся осадки с сейсмической скоростью 1,8-3,0 км/с. Только на шельфе в нижней половине разреза появляются слои со скоростью 3,5-5,7 км/с, которые, по данным бурения, относятся к осадочным породам перми, триаса, юры и мела. В общем вся зона периокеанических прогибов и разделяющих их поднятий здесь полностью расположена за границей распространения второго слоя. Отсутствие вулканических пород на площади периокеанических прогибов (как и на самом побережье) наряду с асейсмичностью и низким тепловым потоком заставляет усомниться в возможности отнесения этих прогибов к современным геосинклиналям.

Особое внимание необходимо обратить на тот факт, что граница распространения второго слоя у берегов Северной Америки совпадает с границей "спокойного" и "возмущенного" магнитных полей. Типичные для океана линейные аномалии сменяются за границей распространения второго слоя "спокойным" магнитным полем. Хорошее совпадение наблюдается и у восточных берегов Атлантики, в полосе от Сьерра-Леоне до Ирландии. Смена магнитных полей, как известно, объясняется с различных точек зрения. Дж. Хейрцлер, Н. Хесс, С. Дрейк, М. Талвани и другие исследователи считают, что если основная часть Атлантического океана с полосовыми магнитными аномалиями образовалась в результате раздвижения океанического дна при инверсиях магнитного поля Земли, то зона со "спокойным" полем представляет собой протоатлантику, какой она была до начала раздвижения океана, т.е. в доюрское время, когда инверсия магнитного поля не имела места (так называемый киаманский период позднего палеозоя - раннего триаса). Тейлор и ряд других исследователей смену "возмущенного" поля "спокойным" объясняют метаморфизмом базальтов второго слоя, утративших в ре-

зультате магнитные свойства. Имеется и еще ряд объяснений, геологически еще менее обоснованных.

Близкое совпадение границы "возмущенного" поля с зоной выклинивания второго слоя может свидетельствовать о том, что полосовые аномалии "возмущенного" поля связаны именно с вулканогенными породами второго слоя и появление "спокойного" магнитного поля является результатом выклинивания этого слоя. Но такой вывод может быть пока распространен только на Северо-Западную Атлантику, примыкающую к Северной Америке, и Восточную Атлантику в полосе от Сьерра-Леоне до Ирландии. На большей части акватории Мирового океана для выяснения этого вопроса данных недостаточно, особенно в отношении границы "спокойного" и "возмущенного" полей. В других районах, достаточно хорошо изученных, полученные наблюдения свидетельствуют об отсутствии подобных связей. С одной стороны, это относится к районам, где второй слой, пересекая границу "спокойного" и "возмущенного" полей, продолжается на шельфе и материке (первый случай), с другой стороны, - к ряду океанических котловин, где второй слой отсутствует, хотя линейные магнитные аномалии там есть. Не выделен второй слой в Иберийской и Канарской котловинах, в центральных частях Северо-Американской, Аргентинской, Гвианской и Аравийской котловин, в Северо-Западной котловине и Южно-Фиджийской впадине Тихого океана. В этой котловине осадки залегают на слоях с сейсмическими скоростями 6,2-6,5 км/с, более высокими, чем у второго слоя и несколько пониженными по сравнению с "базальтовым" слоем. Поскольку слой с этими скоростями лежит непосредственно на поверхности Мохоровичича, он при построении карт нами отнесен к "базальтовому" слою.

Вполне возможно, что в действительности верхние части этого "базальтового" слоя относятся уже ко второму слою, характеризующемуся в глубоководных котловинах повышенными сейсмическими скоростями. Для ряда котловин, например Иберийской и Канарской, такое объяснение подтверждается тем, что область отсутствия второго слоя здесь совпадает в плане с областью повышенной мощности "базальтового" слоя. Напрашивается вывод, что в этих котловинах второй слой также имеет распространение, но из-за близости сейсмических скоростей он оказался объединенным в единый слой с "базальтовым". В общем сейсмических данных по всем упомянутым котловинам еще далеко не достаточно для надежного решения вопроса, действительно ли отсутствует там второй слой. Если со временем все же подтвердится отсутствие второго слоя в этих котловинах, это обстоятельство прежде всего осложнит позиции мобилистов и потребует от них каких-то дополнительных объяснений как природы полосовидного магнитного поля, так и самого процесса раздвижения океанического дна.

Большой диапазон в изменении сейсмических скоростей, характерных для второго слоя (от 3 до 6 км/с), возможно, свидетельствует о том, что, кроме вулканических пород, в его составе при-

сутствуют консолидированные осадки. Поскольку осадочный чехол на большей части океана сложен в основном неуплотненными осадками, мало благоприятными для генерации и аккумуляции углеводородов, наличие консолидированных отложений во втором слое значительно повысило бы перспективы нефтегазоносности Мирового океана, особенно в тех районах, где мощность слоя достигает 3 км и более. Но прямых данных, свидетельствующих о наличии осадочных пород во втором слое, пока нет. Скважины глубоководного бурения, проникшие в базальты второго слоя максимум на 80 м, осадочных прослоев не обнаружили. Базальты имеют в основном толеитовый состав, типичный для вулканических островов и хребтов. На многих островах (Фарерские, Канарские, Мадейра, Зеленого Мыса и др.), как и на материках, в составе вулканогенных толщ, коррелируемых со вторым слоем, имеются осадочные прослои, но в большинстве случаев они маломощны и не выдержаны по простиранию. В общем в настоящее время данных для выяснения состава второго слоя очень мало и они недостаточны. Окончательно состав второго слоя может быть выяснен, когда в различных частях океанов он будет разбурен скважинами на полную мощность.

Ранее уже отмечался весьма интересный факт о раздробленности земной коры в Северо-Восточной котловине Тихого океана. Известные зоны разломов (Мендосино, Меррей и др.) здесь разделяют ряд чередующихся блоков с пониженной и повышенной мощностью океанической земной коры (от 3,5 до 8 км). Такое чередование блоков отчетливо проявляется и на карте мощности "базальтового" слоя. Значительно слабее эта закономерность отражена на карте мощности второго слоя, что может служить косвенным указанием на время образования рассматриваемых блоков земной коры. Весьма любопытным является факт расположения этих блоков относительно площади с наиболее древним возрастом осадочных пород, обнаруженных при бурении с бурового судна "Гломар Челленджер". В северо-западной части Тихого океана оконтуривается область, в которой осадки, залегающие на базальтах, имеют юрско-меловой возраст. Выявленные блоки земной коры располагаются за пределами этой области, а точнее, они не заходят за изохрону палеоценового возраста. Следовательно, в Северо-Западной котловине в послемеловое время процессы вулканизма не проявились, и она, видимо, представляла собой стабильную плиту. Северо-Восточная котловина являлась наиболее мобильной областью в связи с образованием здесь Восточно-Тихоокеанского поднятия, возраст блокового расчленения земной коры и образования Восточно-Тихоокеанского поднятия, вероятно, эоцен-олигоценовый.

Наличие устойчивой плиты в северо-западной части океана, палеоподнятия Дарвина (выделяемого Менардом), континента в Меланезии – все это, видимо, и предопределило смещение Восточно-Тихоокеанского поднятия от срединного положения на восток.

Карта изопахит осадочного слоя в оригинале построена с сечением изолиний через 0,2 км, при мощностях до 1 км, и через

0,5–1 км, при мощностях более 1 км. Фундаментом осадочного чехла является океанический слой и только в ряде районов – "базальтовый". На подводных окраинах континентов осадочный чехол подстилается складчатыми породами или кристаллическим фундаментом материковых платформ, характеризующимися в зависимости от возраста большим диапазоном сейсмических скоростей – от 4 до 6,4 км/с. Карту мощностей осадочной толщи здесь возможно построить лишь при широком использовании всех геологических данных смежной суши.

Как видно из карты (рис. 4, вкл.), в Атлантическом и Индийском океанах континенты почти повсеместно окаймляются зонами мощного (до 8–10 км) накопления осадков, выделенных В.Е. Хаином в категорию периокеанических прогибов. Большинство прогибов начало формироваться в юрско-меловое время. Мощные толщи мезозоя-кайнозоя содержат в прогибах многочисленные горизонты коллекторов, часто осложнены диапировыми структурами и представляют первоочередной интерес в отношении нефтегазоносности.

По своему строению зоны периокеанического прогибания подразделяются на три типа: 1 – состоящие из двух прогибов, разделенных валом; 2 – состоящие из одного прогиба, ограниченного у континентального склона краевым валом; 3 – состоящие из одного прогиба, постепенно переходящего в океанические котловины. Наиболее представительным примером первого типа являются прогибы у берегов Северной Америки. Общая зона мощного прогибания здесь достигает 3800 км в длину и 600 км в ширину. Оба прогиба и разделяющий их вал, приуроченный к континентальному склону, почти параллельны между собой. Внутренний прогиб, расположенный в пределах шельфа и верхней части континентального склона, наиболее глубок в южной части, вблизи Флориды (до 9 км). На юге он надстраивается прогибом Флоридского пролива, который, с одной стороны, переходит во впадину Мексиканского залива, с другой – соединяется с Северо-Кубинским краевым прогибом. Внешний прогиб в основном сформирован на месте современного континентального подножия и на значительное расстояние (200–400 км) проникает в пределы Ньюфаундлендской и Северо-Американской котловин, в направлении которых подошва осадочного чехла постепенно поднимается на 3–4 км.

Внутренний прогиб у берегов Новой Шотландии выполнен пермскими, мезозойскими и в меньшей мере кайнозойскими отложениями, которые в наиболее глубоких впадинах часто подстилаются эвапоритами. В южном направлении (к Флориде) происходит выклинивание пермско-триасовых, а затем и юрских отложений. Во внешнем прогибе и срединном валу самыми древними отложениями являются верхнемеловые.

Из двух прогибов, разделенных валом, состоят зоны периокеанического опускания у берегов Бразилии (в районе Сержипе-Алагоаского нефтегазоносного бассейна и Сан-Пауло), у берегов Сомали (Индийский океан). Наличие вала в Сомалийском периокеани-

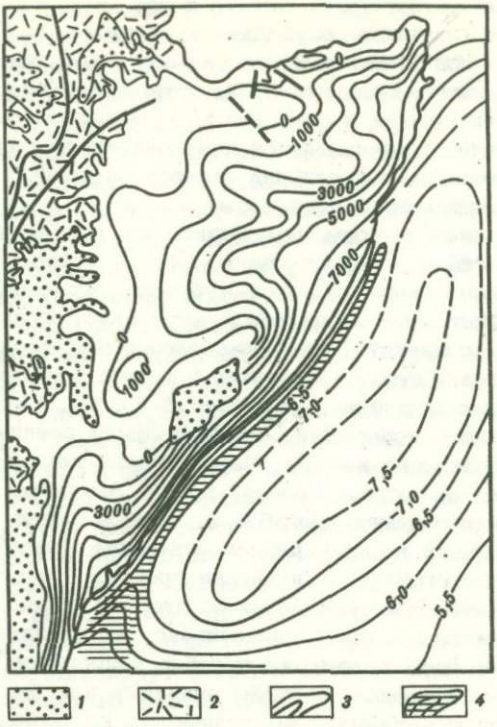



Рис. 5. Глубина подошвы осадков в Сомалийской котловине
*1* – выходы щита; *2* – кайнозойские базальты; *3* – изоглубины подошвы осадков; *4* – осевая часть Сомалийского подводного вала

ческом прогибе впервые показано благодаря выполненным авторами построениям для подошвы осадочной толщи (рис. 5). Этот вал, по-видимому, протягивается вдоль всего сомалийского побережья и может оказаться крупной зоной нефтегазонакопления.

Одиночные прогибы, ограниченные у континентального склона краевым валом, распространены вовсе не так широко, как это принято считать, и обычно имеют незначительные размеры. К их числу можно отнести прогиб у Берега Слоновой Кости, у берегов Анголы, Норвегии, у юго-восточного побережья Гренландии, у берегов Южной Африки, у западных берегов Индии и в некоторых других районах. В большинстве случаев краевой вал имеет амплитуду не более 0,5 км, на многих участках вообще исчезает и нигде, по существу, не выполняет роли ограничения. Гораздо более распространенными являются прогибы без краевых валов (у берегов Габона, Сенегала, у северо-восточных берегов Бразилии, у западных берегов Австралии и юго-восточных берегов Африки). Большая часть таких прогибов далеко заходит за пределы материкового склона и на всю ширину (200–400 км) захватывает континентальное под-

ножие с типично океанической земной корой мощностью 4–8 км. Подошва осадочного чехла, опущенная в прогибах на 7–9 км, плавно и постепенно поднимается к центральной части океанических котловин или к ограничивающим прогибы островам (Канарским, Зеленого Мыса, Сейшельским и др.). В общем большинство периокеанических прогибов не ограничивается континентальным склоном или валом. В современном рельефе дна океанов внешней их границей является край континентального подножия.

Очень интересные выводы намечаются при прослеживании периокеанических прогибов по простиранию. Прогиб у берегов США южнее Флориды соединяется с Северо-Кубинским краевым прогибом, который переходит в прогиб желоба Пуэрто-Рико, соединяющийся, в свою очередь, с крупным прогибом, вытянутым вдоль Малых Антильских островов. Глубина залегания подошвы осадочного чехла во всей этой системе прогибов составляет 8–12 км. Периокеанический прогиб у восточного побережья Огненной Земли соединяется с прогибом Южно-Сандвичева желоба. Марокканский периокеанический прогиб переходит на суше в краевой прогиб Антиатласа. В целом строение периокеанических прогибов и желобов имеет много общего. Как и глубоководные желоба, периокеанические прогибы имеют резко асимметричное строение с наиболее прогнутой частью вблизи побережья; они часто ограничиваются со стороны океана краевыми (внешними) поднятиями. Не останавливаясь на различиях в современном тектоническом положении желобов и прогибов, можно сказать, что периокеанические прогибы являются как бы древними аналогами желобов типа Чилийско-Перуанского, но только полностью выполненными осадками.

Особого внимания заслуживают прогибы у берегов Аргентины, протягивающиеся перпендикулярно берегу на 500–600 км. В рельефе океанического дна прогибы никак не отражены. Пока такие структуры в океане являются единственными в своем роде. Все три прогиба продолжаются на континенте, отделяясь друг от друга Южными и Северными Сьеррами Буэнос-Айреса. Осадочный чехол прогибов представлен в основном мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Некоторые из прогибов (Чибут-Сан-Хорхе, Рио-Сальдо), образованные еще в позднем палеозое, по мнению В.Е. Хаина, могли на ранних стадиях пережить стадию авлакогенов.

На основной площади океанов мощности осадочного чехла меняются мало – от 100–200 м и до 800–1000 м, достигая минимума в сводовых частях срединно-океанических хребтов. В большинстве районов, где мощность осадков более 0,6 км, обнаружен отражающий горизонт "А", залегающий на глубинах около 0,5 км ниже дна. К периокеаническим прогибам он опускается по разрезу на глубину 1–3 км ниже дна. Осадки выше горизонта "А" представлены в виде частого напластования с многочисленными отражающими поверхностями. Осадки в основном рыхлые, сформированы мутьевыми потоками. Мощность их с удалением от континентальных подножий быстро уменьшается. Ниже горизонта "А" лежит акусти-

чески прозрачная осадочная толща, лишенная напластования и залегающая на сглаженной и часто горизонтальной поверхности, которая получила наименование отражающего горизонта "В". На большей части океанов этот горизонт совпадает с поверхностью второго слоя и только в пределах континентальных подножий и склонов подстилается более древними осадками, заполняющими все неровности рельефа в подошве осадочной толщи. Осадки между горизонтами "А" и "В" характеризуются сейсмическими скоростями 2,0-2,6 км/с и относятся к полуконсолидированным, ниже горизонта "В" - к консолидированным с сейсмическими скоростями 2,8-5 км/с.

Как показали данные глубоководного бурения, отражающий горизонт "А" в основном представлен слоем плотных кремней и в большинстве районов имеет эоценовый возраст, иногда удревняющийся до позднемелового. В целом, как известно, возраст осадков, по данным бурения, удревняется по направлению к континентам вплоть до поздней юры. Возрастная датировка базальных осадочных слоев, по данным бурения, согласуется с возрастом линейных магнитных аномалий, что обычно рассматривается как доказательство раздвижения океанического дна в соответствии с гипотезами Вайна-Мэтьюза, Дитца-Хесса и Ле-Пишона. Других, более убедительных объяснений пока не предложено. Окончательный ответ на эти вопросы нужно ждать от результатов глубоководного бурения, которое должно пройти второй океанический слой на всю мощность. Вполне возможно, в его составе будут вскрыты древние осадки (юрские и меловые) и в остальных частях океана. В этом случае гипотезы раздвижения океанического дна лишаются основных своих аргументов.

Приведенные выше материалы позволяют отметить в строении земной коры океанов ряд закономерностей.

1. Мощность земной коры, как правило, уменьшается от материков к глубоководным котловинам параллельно с увеличением глубины дна океана. Уменьшение мощности коры происходит за счет осадочного и "базальтового" слоев и, реже, за счет выклинивания второго слоя.

2. В распространении второго океанического слоя выявлено три случая и установлены районы, где этот слой переходит в вулканогенные толщи континентов.

3. Устанавливается широкое развитие на границе континент-океан периокеанических прогибов с мощностью осадков до 5-10 км.

Периокеанические прогибы нередко располагаются на продолжении глубоководных желобов, но, в отличие от них, почти полностью компенсированы осадками. В местах наибольшей глубины прогибов отмечается уменьшение мощности земной коры в целом и особенно "базальтового" слоя. Асейсмичность, отсутствие современного вулканизма, пониженные тепловые потоки - все это не позволяет относить периокеанические прогибы к современным геосинклиналям.

На границе со складчатыми областями континентов периокеанические прогибы, по-видимому, следует рассматривать как особую

разновидность передовых или краевых прогибов. На границе с платформенными областями материков возникновение периокеанических прогибов, видимо, следует объяснять явлениями рифтообразования.

4. Специфической особенностью Тихого океана является то, что сводовые и глыбовые поднятия сосредоточиваются преимущественно в западной и центральной его частях. В Северо-Восточной котловине эти поднятия отсутствуют, но здесь наблюдается блоковая раздробленность земной коры. Выявленные блоки отделяются зонами разломов, протягивающимися в субширотном направлении от склона Северной Америки на значительные расстояния. Как показывает строение земной коры, существенных горизонтальных подвижек по этим разломам не происходило.

5. Есть основания связывать основные перспективы нефтегазоносности, кроме внутренних и окраинных морей, с зонами периокеанического прогибания, расположенными на границе континент-океан.

## ЛИТЕРАТУРА


Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д. Геофизические исследования строения земной коры в области Атлантического океана. М.: Недра, 1967.

Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: "Наука", 1975.

Connel R., Gupta R.W., Wilson J. Compilation of crustal seismic refraction profiles. – J. Geophys. Res., 1966, vol. 4, N 1.

Donnely T.W. Evolution of eastern Greater Antillean Island arc. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1964, vol. 48, N 5.



УДК 551.313:551.462(261)



*Г. С. ХАРИН, В. М. ЛИТВИН, М. В. РУДЕНКО*


# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ИХ РОЛЬ В СТРУКТУРЕ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Многообразие форм рельефа дна океана, в формировании которых принимают участие вулканические процессы, можно подразделить на четыре группы: 1) вулканические подводные горы и вулканические острова; 2) подводные хребты вулканических островных дуг; 3) Срединно-Атлантический хребет; 4) океанические сводово-глыбовые поднятия и валы (рис. 1). Основная масса пород, слагающих эти структуры, представлена породами второго ("надбазальтового") слоя, которые либо выходят на поверхность дна океана, либо перекрыты осадочным чехлом различной мощности. Кроме того, второй слой залегает под осадками на значительной части дна океанических котловин. Под ним повсеместно располагается третий ("ба-

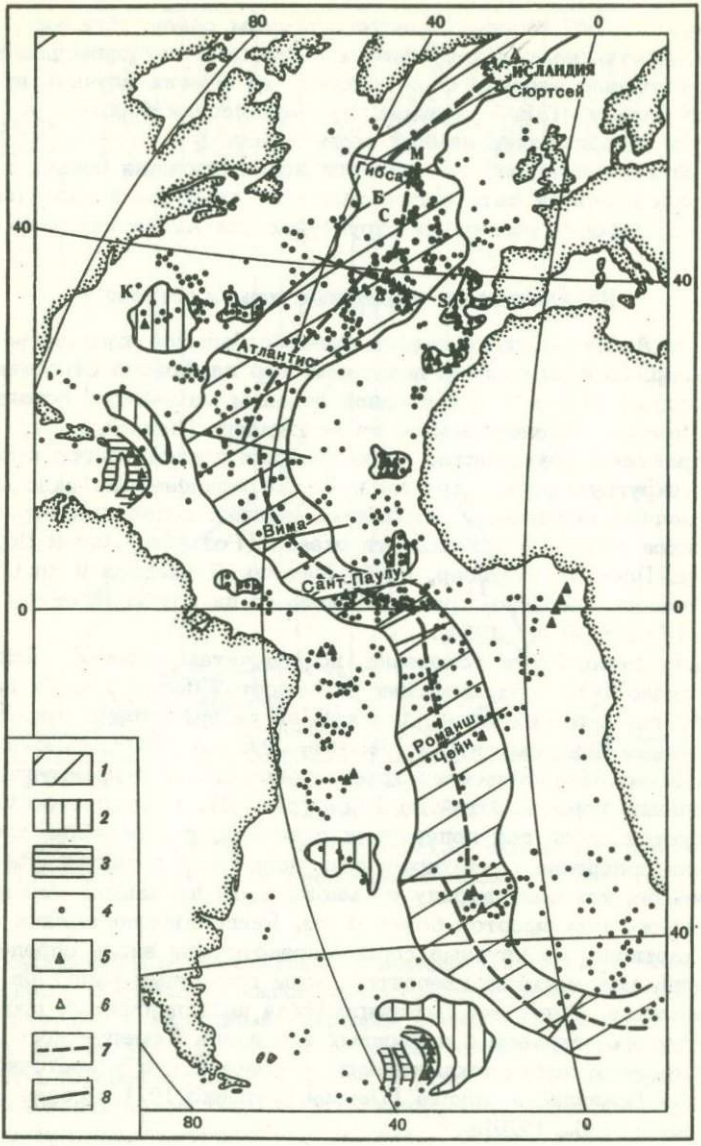



Рис. 1. Схема распределения вулкано-тектонических и вулканических форм рельефа на дне океана

*1* – Срединно-Атлантический хребет; *2* – сводово-глыбовые поднятия и сводовые валы; *3* – подводные хребты островных дуг; *4* – подводные горы высотой более 1 км; *5* – вулканические острова; *6* – современные подводные извержения; *7* – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; *8* – основные трансформные разломы. Буквами показано местоположение подводных гор: *К* – Кэрин, *Б* – Болд, *М* – Миниа, *С* – Конфедерейшн-Пик, *S* – Свэллоу

зальтовый") слой, который вместе с вторым слоем образует консолидированную земную кору океана. Скважины глубоководного бурения, достигшие второго слоя, вскрыли во многих случаях вулканические породы. Таким образом, подтверждается большая роль вулканизма в формировании земной коры океана.

Целью настоящей работы является количественная оценка роли вулканизма и поиски петрологических черт сходства и различия вулканических пород в различных структурах дна Атлантического океана.

## Вулканические подводные горы и острова

На дне Атлантического океана имеется большое количество подводных гор. За исключением некоторых гор глыбового строения, располагающихся в пределах подводной окраины материков, остальные горы, очевидно, вулканического происхождения [Menard, Ladd, 1963].

Подавляющее большинство вулканических подводных гор имеет в плане округлую форму, крутые и слабо расчлененные склоны, остроконечные вершины. У некоторых крупных подводных гор, поднимающихся близко к поверхности океана (Розмери, Антон Дорн, Атлантис, Плейто, Круизер, Грейт-Метеор, Дискавери и др.), срезанные плоские вершины, располагающиеся на глубинах от 40 до 400 м [Heezen et al., 1954].

На дне Атлантического океана, по подсчетам авторов, располагается около 900 вулканических гор высотой более 1 км и примерно 3000 гор высотой менее 1 км. В их распределении существуют определенные закономерности [Литвин, Руденко, 1973]. В пределах Срединно-Атлантического хребта располагаются преимущественно небольшие горы высотой до 2 км (рис. 2). Большинство их концентрируется вдоль зон поперечных разломов, рассекающих хребет, или вдоль поперечно ориентированных локальных поднятий. На дне океанических котловин наряду с множеством небольших гор встречается много гор высотой более 4 км. Расположение мелких гор в общем хаотично, но крупные горы сосредоточены вдоль определенных линий, маркирующих, вероятно, зоны глубинных разломов. К ним относятся, например, Новоанглийская цепь подводных гор, цепь вулканических островов и подводных гор вдоль Камерунского разлома, широтные цепи вулканических островов и гор у восточного побережья Бразилии и другие [Литвин, Руденко, 1971; Heezen, Ewing, 1963; Uchupi et al., 1970].

Скопления вулканических гор располагаются также в пределах сводово-глыбовых поднятий океанического дна (Бермудское, Демерера, Риу-Гранди, Сьерра-Леоне).

Геолого-геофизическая изученность вулканических подводных гор пока еще недостаточна. Из геофизических материалов наиболее важны данные магнитных съемок, свидетельствующие о приуроченности к вулканическим горам четко выраженных магнитных аномалий.

Согласно имеющимся в настоящее время данным предполагается, что основание и нижние части вулканических гор сложены толеито-

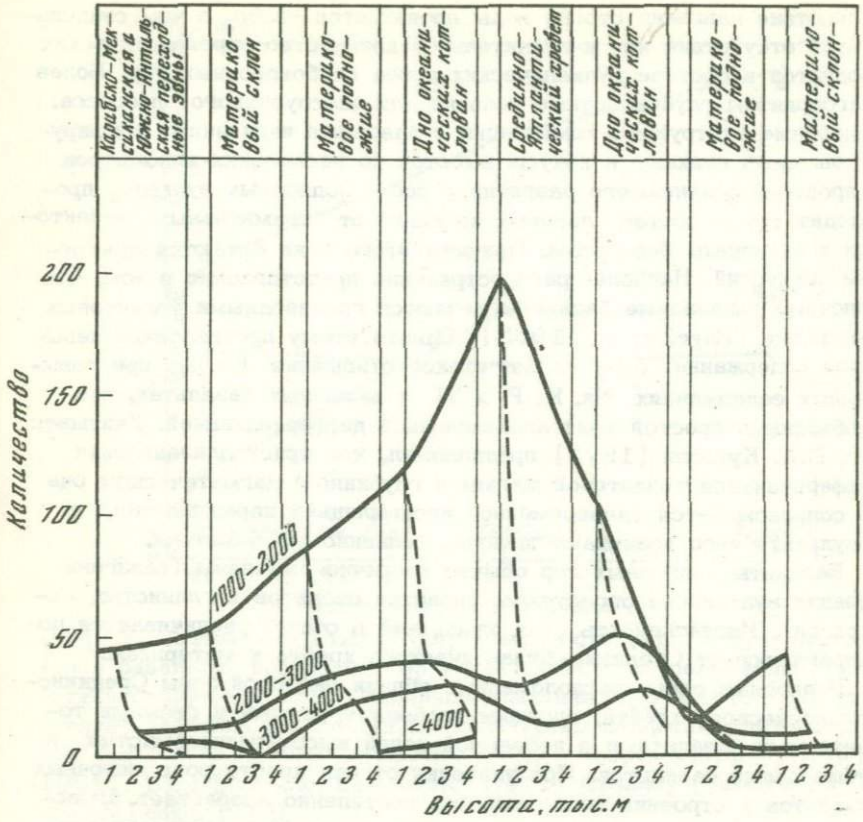



Рис. 2. Распределение гор в Атлантическом океане по диапазонам высот (сплошная линия) и по геоморфологическим зонам (пунктир)

выми и субщелочными базальтами, а верхние их части, в том числе и вулканические острова, обычно представлены щелочными базальтами, трахитами и их туфами. Вершины и склоны подводных гор, исключая крутые уступы, обычно покрыты тонким слоем осадков, чаще всего фораминиферовыми илами, в ряде случаев литифицированными. Основания подводных гор и вулканических островов на дне котловин и в пределах материкового подножия обычно захоронены под слоем осадков мощностью до 1 км и более.

Приведенные данные о морфологии и геологическом строении подводных гор свидетельствуют, что они, так же как и вулканические острова, возникают при извержениях центрального типа и приурочены преимущественно к зонам глубинных разломов или местам пересечений различно ориентированных региональных разломов. Формирование подводных вулканов в глубинах океана начинается, очевидно, излияниями толеитовых базальтовых лав и образованием форм типа щитовых вулканов. Эксплозивный процесс на больших глубинах

вследствие давления столба воды проявляется слабо, о чем свидельствует отсутствие или незначительное количество пирокластических продуктов в составе вулканических пород глубоководных гор. Более благоприятны глубоководные условия для экструзивного процесса. Подводные экструзии в комбинации с лавовыми излияниями формируют щитовые вулканы и конусы высотой до нескольких километров. В процессе дальнейшего развития и роста подводных вулканов происходит смена состава лавовых излияний от "примитивных" толеитовых к щелочным базальтам. Причины этого пока остаются предметом дискуссий. Наиболее распространенно представление о том, что щелочные оливиновые базальты являются производными толеитовых базальтов [Engel et al., 1965]. Однако этому противоречит невысокое содержание $SiO_2$ и Ca, низкое отношение Fe/Mg при повышенных содержаниях Na, K, P и Ti в щелочных базальтах, что необъяснимо простой кристаллизационной дифференциацией. Учитывая это, В.А. Кутолин [1972] предположил, что кристаллизационная дифференциация толеитовой магмы в глубинном магматическом очаге сопровождается одновременной ассимиляцией пород мантии, в результате чего возникают щелочные оливиновые базальты.

Базальты подводных гор обычно вторично изменены (палагонитизация вулканического стекла, развитие цеолитов и глинистых минералов). Интенсивность этих изменений в общем увеличивается по направлению от Срединно-Атлантического хребта к материкам.

Подводные горы, расположенные вблизи рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, сложены слабоизмененными и свежими толеитовыми базальтами с небольшой долей высокоглиноземистых и субщелочных базальтов. При удалении от оси хребта роль щелочных базальтов в строении подводных гор постепенно возрастает. Вместе с тем увеличивается и измененность пород, и, в частности, степень выветрелости. Об этом можно судить по повышенному содержанию воды в базальтах (рис. 3).

Степень выветрелости базальтов может быть связана с длительностью протекания процессов гальмиролиза и в общем должна быть функцией времени. Для подводных гор такая зависимость действительно существует. Однако для базальтов других морфоструктур дна такой зависимости не наблюдается. Исследование базальтов Фарерско-Исландского порога, собранных в 26-м рейсе нис "Михаил Ломоносов" в 1972 г., показало, что по линии Исландия - Фарерские острова базальты довольно однообразны. В них не наблюдается закономерного увеличения щелочности и содержания воды при удалении от Исландии в сторону Фарерских островов. Хотя, как известно [Tarling, Gall, 1968], возраст базальтов увеличивается от 16 млн. лет в Исландии до 62 млн. лет на Фарерских островах. Наоборот, можно отметить некоторое возрастание щелочности базальтов при приближении к Исландии. Эти данные должны указывать на то, что увеличение степени измененности базальтов дна океана нельзя просто связывать с их возрастом. По-видимому, существуют и другие факторы, обусловливающие изменение указанных компонен-

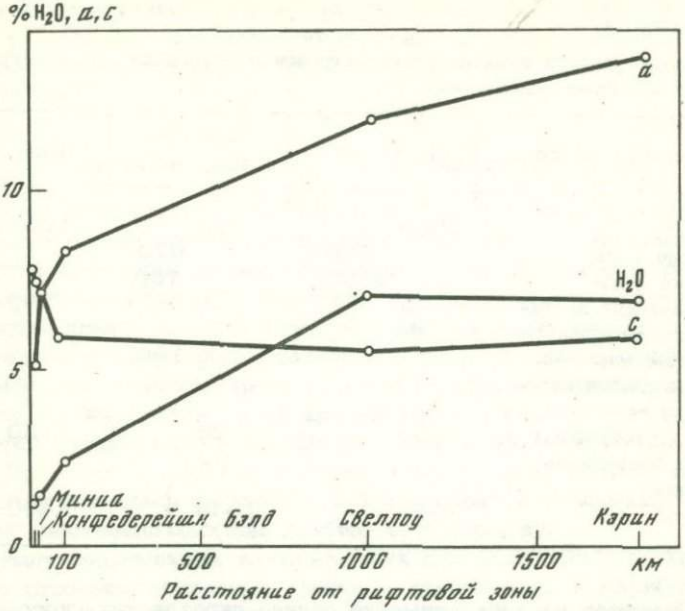



Рис. 3. Содержание воды ($H_2O$), щелочности ($a$) и анортитовости ($c$) в базальтах подводных гор в зависимости от положения относительно рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (расчет средних значений произведен по химическим анализам для подводных гор Миниа [Hekinian, Aumento, 1973], Конфедерейшн [Aumento, 1968], Болд [Aumento, Loncarevic, 1969], Свэллоу [Matthews, 1971], Кэрин [Fedel, 1966])

тов. Бо́льшую измененность базальтов подводных гор по сравнению с базальтами Фарерско-Исландского порога, вероятно, следует связывать с тем, что на подводных горах длительное время продолжается постмагматическая гидротермальная деятельность. Под влиянием растворов и эманаций базальты подвергаются щелочному метасоматозу. Происходит привнос в базальты Na и K и вынос Ca и Mg. Увеличение содержания воды в базальтах, очевидно, следует связывать как с метасоматозом, так и с гальмиролизом.

Океанические острова, так же как и многие наиболее крупные подводные горы, представляют собой, как правило, не единичные вулканы, а более сложные образования, состоящие из нескольких слившихся вулканов. На некоторых островах базальтовые лавовые покровы пронизаны интрузиями. Так, на Канарских островах среди оливиновых базальтов залегают массивы нефелиновых сиенитов, щелочных габбро, пироксенитов. На островах Зеленого Мыса встречены граносиениты, габбро, пироксениты. На некоторых островах отмечаются кислые лавы и тефры, составляющие иногда (Исландия) не менее 10-15% продуктов извержения.

Таблица 1

Характеристика вулканических островов и подводных гор с погребенными под осадками основаниями

| Формы рельефа | Количество | Площадь, тыс. км$^2$ | Объем, тыс. км$^3$ |
|---|---|---|---|
| Горы | 3900 | 1700 | 1000 |
| выше 1 км | 900 | 670 | 490 |
| ниже 1 км | 3000 | 750 | 180 |
| Океанические вулканические острова | 45 | 220 | 380 |
| в том числе с подводными склонами | 45 | 180 | 260 |
| Вулканы островных дуг (с подводными склонами) | 30 | 25 | 20 |
| Итого: | 3975 | 1945 | 1400 |

Обращает на себя внимание обилие пирокластического материала в составе пород, слагающих вулканические острова и мелководные подводные вулканы. Этот материал представлен толщами пепла и горизонтами туфов базальтового состава. Например, при современных извержениях в районах Исландии и Азорских островов, энергичные выбросы пеплового материала привели к созданию новых островов Сюртсей и Капилиньюш. Следует подчеркнуть, что подводные эксплозивные извержения на малых глубинах отличаются необычайной силой и частотой взрывов. Объяснение этому можно видеть в образовании большого количества газов и паров, быстром остывании поверхности лавы под водой и невысоком гидростатическом давлении.

Масштабы вулканической деятельности, приведшей к созданию подводных гор и вулканических островов Атлантического океана, весьма значительны (табл. 1).

Общий объем пород, слагающих вулканические острова и подводные горы, достигает 1,4 млн. км$^3$. Этот материал накапливался в течение довольно длительного времени. Судя по данным о возрасте пород вулканических островов и некоторых подводных гор, на дне Атлантического океана встречаются вулканические сооружения от современных до позднемеловых [Heezen, Ewing, 1963; Uchupi et al., 1970; Wilson, 1963]. Причем, как правило, возраст островов и, вероятно, подводных гор становится древнее по направлению от рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в обе стороны к материкам. Этот факт обычно рассматривается как одно из свидетельств раздвижения дна океана. Некоторые исследователи связывают с дрейфом океанических плит и их возрастом изменение формы вулканических гор и состава слагающих пород [Menard, 1969]. В общем,

учитывая приведенные данные, можно считать, что средняя интенсивность вулканических излияний центрального типа на дне Атлантического океана за период около 100 млн. лет составляет примерно 0,01 км$^3$/год.

## Подводные хребты вулканических островных дуг

Малые Антильские и Южно-Сандвичевы вулканические острова располагаются на подводных дугообразных хребтах, обрамляющих с востока котловины морей Карибского и Скотия. Хребты представляют собой валообразные структуры с относительно выровненной вершинной поверхностью и ступенчатыми боковыми склонами. Проливы между островами образованы, вероятно, по линиям поперечных разломов, рассекающих хребты на ряд блоков. Осадочный покров на хребтах в общем тонок, а на крутых уступах отсутствует, здесь обнажаются вулканические породы фундамента. По геофизическим данным [Bunce et al., 1970; Hawkes, 1962], слой вулканогенных пород достигает здесь мощности 2–3 км, образуя утолщение, формирующее собственно массивы хребтов островных дуг.

В тылу современных вулканических дуг располагаются аналогичные по строению подводные хребты – хребет Авес в Карибском море и безымянные хребты в море Скотия. Судя по их положению и строению, они представляют собой, очевидно, более древние островные дуги, в настоящее время отмершие. По геологическому строению островов и данным бурения, подводные хребты сложены в основном андезитовыми лавами с вариациями от базальтов до дацитов. Вулканические породы мезозоя относятся к известково-щелочным сериям, а неогеновые и современные – к умеренно щелочным [Baker, 1972]. На Малых Антильских островах многие вулканы действующие, а на Южно-Сандвичевых действующими являются лишь единичные вулканы.

В формировании рельефа хребтов островных дуг главную роль играли, несомненно, тектонические движения. Они привели к воздыманию и дугообразному изгибу самих хребтов, раздроблению их на блоки, обрамлению их с внешней стороны системами сбросовых уступов, поэтому рельеф подводных хребтов островных дуг следует считать вулкано-тектоническим.

## Срединно-Атлантический хребет

Вулканические и тектонические процессы сыграли важную роль также и в формировании рельефа Срединно-Атлантического хребта, хотя масштабы этих процессов здесь неизмеримо значительнее. Как известно, хребет представляет собой линейно вытянутое сводообразное поднятие шириной до 1200 км с характерной блоково-грядовой поверхностью [Литвин и др., 1972; Heezen, Ewing, 1963]. Вдоль оси хребта протягивается серия продольных узких рифтовых долин, окаймленных с обеих сторон грядами и раздробленными пла-

тообразными участками, составляющими в совокупности рифтовую зону. В обе стороны от нее простираются постепенно снижающиеся фланговые зоны, местами разделенные уступами на ряд ступеней. Многочисленными поперечными разломами хребет делится на отдельные глыбы. В рифтовой зоне эти разломы выражены глубокими поперечными желобами, а на флангах они прослеживаются по линейным уступам и сериям поперечных ложбин. По разломам происходит смещение соседних участков хребта, что хорошо видно в рифтовой зоне, где амплитуды сдвигов рифтовых структур достигают десятков и сотен километров.

Данные по морфоструктуре хребта и составу изверженных пород свидетельствуют о преимущественно трещинном типе вулканических излияний, приведших к формированию вулканогенного фундамента. При субаэральных извержениях на суше базальтовые лавы, как известно, растекаются на больших площадях и образуют потоки примерно одинаковой мощности. Подводные извержения характеризуются другими особенностями. Образцы подводных базальтов обычно представляют собой фрагменты шаровых лав с хорошо развитой стекловатой коркой закаливания. Часто это почковидные, сферические и цилиндрические образования, состоящие из концентрических слоев перезакаленного стекла. При ударе они рассыпаются на мелкие куски, иногда трескаются самопроизвольно. Это свидетельствует о том, что базальтовые лавы при глубоководных излияниях быстро охлаждаются и поэтому не успевают растекаться на значительные расстояния. Вероятно, они образуют валообразные нагромождения вдоль эруптивных трещин и состоят из коротких потоков с шаровидной или остроугольной отдельностью. Новые порции лав взламывают старые покровы, а шарообразные обломки скатываются вниз по склонам, образуя хаотические россыпи. Таким путем создается характерный микрорельеф Срединно-Атлантического хребта. Однако крупные формы рельефа (гряды и блоки, рифтовые и межгрядовые долины, уступы и желоба), несомненно, формируются в результате дифференцированных тектонических движений с образованием многочисленных разломов и сбросов в процессе сводового воздымания земной коры и ее раздвижения в обе стороны от рифтовой трещины [Van Andel, Bowin, 1968]. В результате возникает блоково-грядовый рельеф хребта, который следует считать вулканотектоническим.

На Срединно-Атлантическом хребте собрано значительное количество проб коренных пород, причем большинство из них получено при работах на полигонах. Установлено, что в строении хребта принимают участие ультраосновные, основные магматические и зеленокаменные породы. Имеются единичные находки кислых и средних магматических пород. Главная роль принадлежит, несомненно, базальтам, составляющим до 70% всего каменного материала, добытого при драгировании. Среди базальтов преобладают толеиты, но значение других типов базальтов в отдельных структурах хребта достаточно велико. Рассмотрим химизм базальтов Срединно-Атлан-

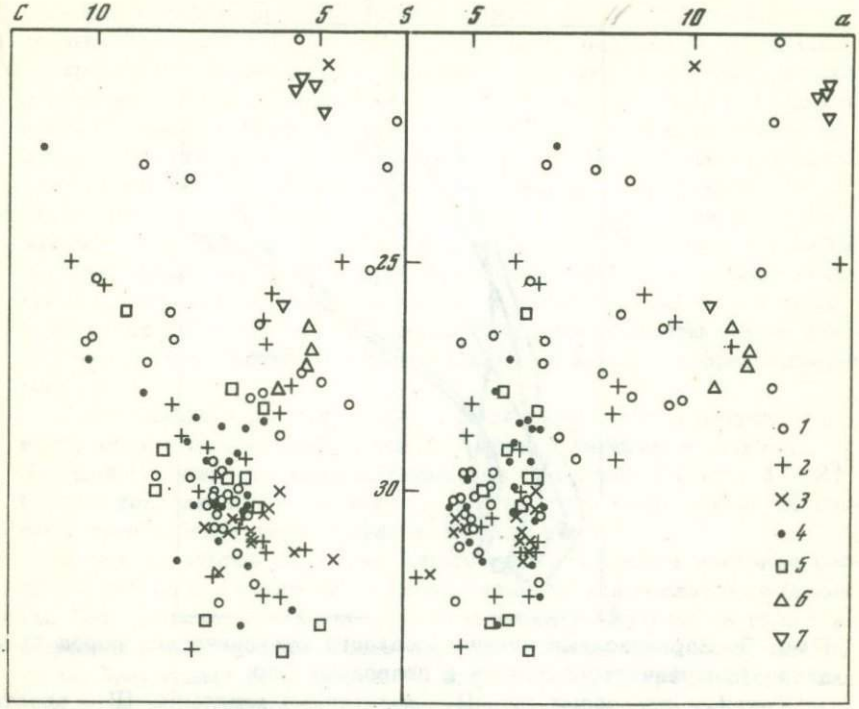



Рис. 4. Диаграмма, по А.Н. Заварицкому [1960], химического состава вулканических пород Срединно-Атлантического хребта, подводных гор и островов Атлантического океана

*1* – подводные горы; *2* – поперечные разломы; *3* – хребет Рейкьянес; *4* – рифтовая зона (29–30°); *5* – Фарерско-Исландский порог; лавы вулканов: *6* – Беренберг (извержение 1970 г.), *7* – Хельгафель (извержение 1973 г.)

тического хребта, используя для этого опубликованные данные [Aumento, 1968; Aumento, Loncarevic, 1969; Campsie et al., 1973; Engel, Engel, 1964; Engel et al., 1965; Hekinian, Aumento, 1973; Kay et al., 1970; Melson et al., 1967; Muir, Tilley, 1966; Nicholls et al., 1964] и материалы советских экспедиций (1, 6, 10-й рейсы нис "Академик Курчатов", 26-й рейс нис "Михаил Ломоносов"). Выборка химических анализов производилась по принципу наименьшей измененности пород. Анализы выветрелых базальтов с содержанием потерь при прокаливании или воды более 5% и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + F_2O) > 0,5$ отбраковывались.

По диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 4) можно судить о вариациях в составе и о степени дифференцированности базальтов разных морфоструктур Срединно-Атлантического хребта, а также пород хребта Рейкьянес, Фарерско-Исландского порога и вулканов Хельгафель (о-в Хэймаэй) и Беренберг (о-в Ян-Майен).

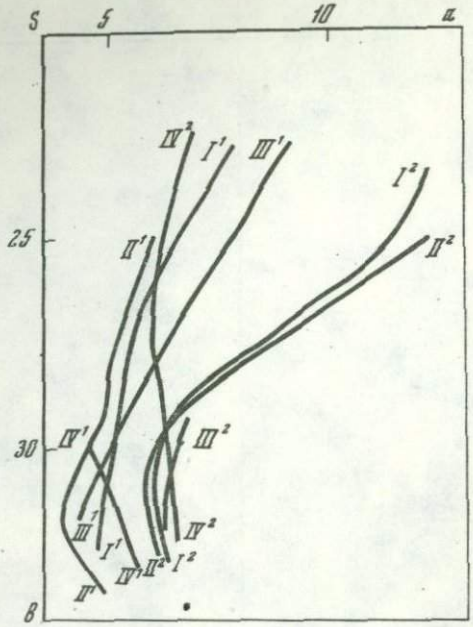



Рис. 5. Вариационные линии ассоциаций вулканических пород Срединно-Атлантического хребта и подводных гор

Тип: I – подводных гор, II – поперечных разломов, III – хребта Рейкьянес, IV – рифтовой зоны; состав ассоциаций (индексы): 1 – щелочноземельный, 2 – щелочной

На каждой из отмеченных структур намечается две ассоциации магматических пород. Одна – щелочноземельная, другая – щелочная (рис. 5). Наибольшими вариациями в составе лав характеризуется щелочная серия пород подводных гор и поперечных разломов. Следует отметить, что на продолжении вариационной линии вулканитов подводных гор находятся лавы последних излияний Хельгафеля и Беренберга. Аналогичное положение в типе поперечных разломов занимают базальты глубоководного желоба Романш. Вариационные линии базальтов рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта проведены несколько условно. Положение линии IV, секущей другие линии, указывает на понижение щелочности базальтов при увеличении лейкократовости. Возможно, это обусловлено вариациями состава родоначальных магм, изливающихся в рифтовой зоне. Вместе с тем здесь наблюдается и значительная дифференцированность толеитовой магмы вплоть до появления кислых дифференциатов [Miyashiro et al., 1970]. Базальты хребта Рейкьянес также имеют вариационные линии. Одна из них – щелочная – проявлена неполно. По-видимому, более полно она развита в северных районах. Об этом свидетельствуют современные лавы вулкана Хельгафеля, которые относятся к

базальтам трахитовой серии [Thorarinsson et al., 1973]. По данным Ю. Шиллинга [Scilling, 1973], в пределах 60-65° с.ш. на хребте Рейкьянес по направлению к Исландии наблюдается постепенное увеличение содержания K, TR, P, и Ti. Это связывается с существованием мантийных потоков, которые выносят магму из более глубоких горизонтов мантии, чем в остальной части хребта. Однако, по данным 10-го рейса нис "Академик Курчатов" и 26-го рейса нис "Михаил Ломоносов", а также опубликованным данным [Campsie et al., 1973], выясняется, что распределение вулканогенных пород здесь подчинено, очевидно, более сложной закономерности. Наряду со щелочными и субщелочными базальтами в пределах 60-65° с.ш. на хребте Рейкьянес развиты также толеиты, что свидетельствует о значительных процессах дифференциации магмы.

Выплавление толеитов с повышенной щелочностью допускается в областях с пониженной тектонической активностью в условиях большей глубинности магмообразования [Фролова, Рудник, 1972]. Слабая тектоническая активность хребта Рейкьянес, очевидно, способствует и более полной дифференциации магмы.

Среди базальтов Срединно-Атлантического хребта наиболее распространены, как отмечалось выше, океанические толеитовые базальты. Они слагают основание хребта и значительную часть гряд. Вершины гор и вулканические острова сложены субщелочными и, реже, щелочными базальтами. Последние чаще встречаются на склонах поперечных желобов и на флангах хребта в виде секущих тел в перекрывающих осадках. Вероятно, щелочные базальты слагают здесь отдельные потоки, выполняют трещины, приурочены они к зонам глубинных разломов. Высокоглиноземистые и плагиоклазовые базальты по встречаемости приближаются к щелочным и слагают, по-видимому, отдельные купола и короткие мощные потоки. Указанные вариации состава базальтов хребта могут быть связаны с тектоникой, с режимом подъема глубинного вещества, из которого генерируется магма, что, в свою очередь, очевидно, определяется тепловыми потоками из недр Земли.

Согласно экспериментам [Грин, Рингвуд, 1968], насыщенные кремнеземом магмы возникают при меньших давлениях, чем недосыщенные щелочные магмы. Следовательно, существование на Срединно-Атлантическом хребте толеитовых и щелочных базальтов может свидетельствовать о том, что в зонах генерации магмы происходит периодическое изменение давления, приводящее то к толеитовым, то к щелочным базальтоидным выплавкам. Можно предположить, что понижение давления отвечает эпохам ускоренного расширения рифтовой зоны - и тогда изливаются толеиты. В эпохи замедленного расширения и стабилизации изливаются щелочные базальты. Дифференциация магм определяется конкретной геологической обстановкой, мощностью земной коры, наличием промежуточных очагов и т.д. Наиболее благоприятные условия для дифференциации существуют на подводных горах, хребте Рейкьянес, в зонах

трансформных разломов. В рифтовой зоне хребта условия для дифференциации наименее благоприятные.

Роль средних и кислых магм на Срединно-Атлантическом хребте незначительна. Единичные находки андезитов и аплитов могут быть объяснены дифференциацией толеитовой магмы, более значительна роль кислых магматических продуктов – в Исландии, на Фолклендских островах и островах Зеленого Мыса. Что касается упомянутых островов, то принадлежность их к океаническим структурам вообще сомнительна [Хаин, 1971].

В Исландии высокое содержание кислых лав и пирокластики может быть объяснено повышенной по сравнению с океанической мощностью земной коры, где происходит более полная дифференциация базальтовой магмы, а также выплавка кислых продуктов из траппов. Не исключено, что в отдельных участках Исландии имеется и слой сиаля.

## Сводово-глыбовые поднятия и валы

Еще одну группу форм подводного рельефа, в строении которых принимают участие вулканогенные породы, составляют океанические сводово-глыбовые поднятия и сводовые валы. К ним относятся Бермудское плато, поднятия Демерара, Сьерра-Леоне, Риу-Гранди, вулканические массивы островов Канарских и Зеленого Мыса. Судя по имеющимся сравнительно немногочисленным геофизическим данным [Bunce et al., 1970; Hawker, 1962; Officer et al., 1952], фундамент всех указанных морфоструктур сложен вулканогенным слоем мощностью 1,5–2 км. Он почти повсеместно перекрыт осадочным чехлом мощностью до 0,8–1,5 км.

В отношении состава пород, слагающих сводово-глыбовые поднятия и сводовые валы, данных еще очень мало. Однако почти во всех случаях, когда удавалось поднять образцы коренных пород, они оказывались толеитовыми или щелочными базальтами. Следовательно, в формировании фундамента сводово-глыбовых поднятий и сводовых валов основную роль играли вулканические процессы. Однако рельеф рассматриваемых поднятий и валов обусловлен тектоническими причинами: сводовым воздыманием океанической земной коры и раздроблением ее по системе разломов на блоки.

Наличие на дне океанических котловин под осадочным чехлом вулканических пород второго слоя свидетельствует о широком развитии и большом значении вулканических процессов в формировании океанической коры. Судя по строению возвышающихся на дне котловин вулканических гор, состав пород второго слоя здесь аналогичен составу пород вулканического фундамента поднятий и хребтов.

Масштабы вулканической деятельности при формировании подводных хребтов, поднятий и валов, а также ложа Атлантического океана представлены в табл. 2. Принимая возраст наиболее древних вулканитов около 120 млн. лет, можно оценить интенсивность вулканических излияний трещинного типа на дне Атлантического океана.

Таблица 2

Характеристика вулканического слоя на хребтах, сводово-глыбовых поднятиях, в котловинах

| Формы рельефа | Площадь, млн. км$^2$ | Мощность, км | Объем, млн. км$^3$ |
|---|---|---|---|
| Вулканические хребты островных дуг | 0,33 | 2-3 | 0,6-0,8 |
| Срединно-Атлантический хребет | 24 | 1-3 | Около 50 |
| Океанические сводово-глыбовые поднятия | 3,5 | 1,5-2 | 5,5-6,5 |
| Ложе котловин (второй слой) | 30 | 1,5-2 | 45-60 |
| Итого: | | | 100-115 |

примерно в 1 км$^3$/год. Если считать, что этот объем равномерно распределялся в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в виде призмы, длина которой 20 тыс. км, а высота 2 км, то скорость роста новой коры равна 2,5 см/год.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что вулканические породы и процессы играли основную и непосредственную роль в формировании подводных гор и океанических островов. Образование Срединно-Атлантического хребта, подводных хребтов островных дуг и океанических сводово-глыбовых поднятий обусловлено в основном тектоническими причинами, а вулканический фактор играл решающую роль в формировании их фундамента, сложенного базальтовыми покровами.

Вулканические породы подводных гор наиболее изменены в результате процессов гальмиролиза и гидротермального метаморфизма. Величина измененности возрастает по направлению от оси Срединно-Атлантического хребта к материкам. Базальты рифтовой зоны хребта наиболее свежие. Базальты поперечных разломов часто бывают подвергнуты зеленокаменному перерождению, которое иногда отмечается и в базальтах рифтовой зоны. Наибольшие вариации в составе вулканических пород наблюдаются в породах подводных гор и островов. На подводных горах представлены породы от толеитовых базальтов до трахитов, что может быть объяснено кристаллизационной дифференциацией с одновременной ассимиляцией магмой вмещающих пород. На подводных хребтах островных дуг встречаются породы от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов.

Базальты Срединно-Атлантического хребта также испытывают опередеенные вариации в своем составе. Выделяются толеитовые и щелочные базальтовые первичные магмы, возникновение которых, вероятно, следует связывать с характером тектонических движений (расширение - толеитовые, стабилизация - щелочные базальты).

В трансформных разломах (Ян-Майен, Гиббс, Романш) наблюдается *большее развитие щелочных базальтов по сравнению с рифтовыми* зонами, что, по-видимому, обусловлено глубоким заложением глубинных разломов. Рифтовая зона хребта (29-30° с.ш.) сложена слабодифференцированными толеитовыми и субщелочными базальтами. В отдельных местах (хребет Рейкьянес) наблюдаются вариации от толеитов до андезитов. Это, по-видимому, связано с медленным подъемом мантийного вещества на хребте Рейкьянес, который *отличался слабой тектонической активностью.*

## ЛИТЕРАТУРА


Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.

Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.

Литвин В.М., Марова Н.А., Руденко М.В., Удинцев Г.Б. Морфоструктура рифтовой зоны Атлантического океана в районах разломов Курчатова и Атлантис. – Океанология, 1972, т. 12, вып. 4.

Литвин В.М., Руденко М.В. Новые данные по геоморфологии дна юго-восточной части Атлантического океана. – Океанология, 1971, т. 11, вып. 2.

Литвин В.М., Руденко М.В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. – ДАН СССР, 1973, т. 213, № 4.

Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Толеитовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 5.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971.

Aumento F. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. Basalts from the area of Confederation Peak. – Can. J.E. Sci., 1968, vol. 5, N 1.

Aumento F., Loncarevic B.D. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. Bald Mountain. – Can. J.E.Sci, 1969, vol. 6, N 1.

Baker P.E. Recent volcanism and magmatic variation in the Scotia Arc. – Antarctic Geol. and Geophys., Oslo, 1972.

Bunce E.T., Phillips J.D., Chase R.L., Bowin C.O. The Lesser Antilles Arc and the Eastem Margin of the Caribbean Sea. – Sea, 1970, vol. 4, pt 2.

Campsie J., Bailey J.G., Rasmussen M. Chemistry of tholeites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs Fracture Zone. – Nature Phys. Sci., 1973, vol. 244, N 135.

Engel A.E.G., Engel C.G. Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. – Science, 1964, vol. 144.

Engel A.E.G., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper Mantle. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76.

Feden R.H. Volcanic rock from Catyn seamount. – J. Geophys. Res., 1966, vol. 71.

Hawkes D.D. The structure of the Scotia Arc. – Geol. Mag., 1962, vol. 99, N 1.

Heezen B.C., Ewing M., Ericson D., Bantley G. Flattopped Atlantic, Cruiser and Great Meteor Seamounts. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 65, N 9.

Heezen B.C., Ewing M. The Mid-Oceanic Ridge. – Sea, 1963, vol. 3.

Hekinian R., Aumento F. Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N the Atlantic ocean. – Mar. Geol., 1973, vol. 14, N 1.

Kay R.N.J., Hubbard N.J., Cast P.M. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75.
Matthews D.H. Altered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic and from a nearby seamount. – Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1971, 278, N 1192.
Menard H.W. Growth of drifting volcanoes. – J. Geophys. Res., 1969, vol. 74.
Menard H.W., Ladd H.S. Oceanic Island, Seamounts, Guytos and Atolls. – Sea, 1963, vol. 3.
Melson W.G., Iarosewich E., Cifelli R., Thompson G. Alkali olivine basalt dredged near St. Paul's rocks, Mid-Atlantic Ridge. – Nature, 1967, vol. 215, N 5099.
Miyashiro A., Schido F., Ewing M. Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-Oceanic Ridges. – Earth and Planet. Sci. Let., 1970, vol. 7.
Muir J.D., Tilley C.E. Basalts from the northem part of the Mid-Atlantic Ridge. II. The Atlantis collections near 30°N. – J. Petrology, 1966, vol. 7.
Nicholls G.D., Nalwalk A.J., Hays E.R. The nature and composition of rock samples dredged from the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 52°N. – Mar. Geol., 1964, vol. 1, p. 333–343.
Officer C.B., Ewing M., Wuenschell P.C. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. IV. Bermuda Rise and Nares Basin. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, vol. 6, N 8.
Scilling J.G.. Iceland Mantle Plume. – Nature, 1973, vol. 242, N 5400.
Tarling D.H., Gall N.H. Isotopic dating and palaeomagnetic polarity in the Faeroe Islands. – Nature, 1968, vol. 218, N 5146.
Thorarinsson S., Steinthorsson S., Einarsson Th. et al. The eruption of Heimaey, Iceland. – Nature, 1973, vol. 241, N 5389.
Van Andel T.H., Bowin C.O. Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° North Latitude and the Tectonics of Mid-Ocean Ridges. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 4.
Uchupi E., Phillips J.D., Prada K.E. Origin and structure New England Seamount Chain. – Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, N 3.
Ulrich J. Geomorphologische Untersuchungen on Tiefseekuppen in Nordatlantischen Ozean. – In: Tagungsbericht und Wissenschaftliche Abhanoeungen. Weisbaden, 1969.
Wilson G.T. Continental drift. – Sci. Amer., 1963, vol. 208.

УДК 551.351.2:551.352(265)

*Д. Е. ГЕРШАНОВИЧ, А. И. КОНЮХОВ*

# СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ЗОНЕ ПЕРУАНСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Зона Перуанского течения представляет большой интерес при выявлении закономерностей осадочного процесса в пределах подводных континентальных окраин. Целый ряд особенностей в распределении и составе развитых здесь современных осадков освещается в материалах экспедиций на судах "Даунвинд", "Атлантис", "Академик Курчатов" [Логвиненко, Романкевич, 1973; Логвиненко и др., 1973; Романкевич, Урбанович, 1971; Саидова, 1971; Fisher, 1958; Zen, 1959]. Новые данные были получены в 1972 г. при совместных советско-перуанских исследованиях на нис "Профессор Месяцев" в северной части зоны Перуанского течения. Они с несомненностью свидетельствуют о том, что современная седиментация, свойственная этой зоне, является типичной для районов действия так называемых восточных пограничных течений и выделяется такими характерными чертами, как ослабленное накопление терригенных осадочных частиц, обогащение осадков биогенным кремнеземом и рассеянным органическим веществом (ОВ), интенсивность процессов редукции и аутигенного минералообразования. Низкие температуры поверхностных и придонных вод во многих случаях резко ограничивают карбонатное осадкообразование за счет организмов с карбонатными скелетами. Известно, что сходные черты присущи современной седиментации в зонах Бенгельского, Канарского, частично Калифорнийского течений, входящих, как и Перуанское течение, в общую систему восточных пограничных течений Мирового океана.

Формирование восточных пограничных течений связано с пассатной циркуляцией. Эта циркуляция обусловливает проникновение мощных холодных течений вдоль западных побережий континентов до тропиков, а в Перуанской зоне – почти до экватора, устойчивый и нередко очень сильный подъем глубинных, богатых питательными веществами вод в фотосинтетический слой, где в больших масштабах происходит новообразование органического вещества. Последнее лишь частично входит в биологические циклы, масса планктонных

организмов отмирает и в большом количестве попадает в осадки, где оказывается основным источником деструктированного ОВ. Прилежащая суша в условиях пассатной циркуляции характеризуется аридным климатом, пустынными ландшафтами, отсутствием крупных рек и соответственно ничтожным жидким и твердым стоком, что сводит до минимума участие терригенного материала в осадочном процессе. В итоге создается своеобразное сочетание аридного климата в области сноса и умеренно-холодных океанологических условий с высокой биологической продуктивностью на подводной континентальной окраине. Тектонические и геоморфологические условия здесь имеют второстепенное значение, поскольку специфичность климата и океанологического режима наблюдается как в платформенных областях, таких как, например, Африканская платформа, так и в молодых складчатых зонах, например, на побережьях Южной и Северной Америки. В результате прибрежного апвеллинга здесь в районах действия восточных пограничных течений мы имеем дело с особым подтипом седиментогенеза в открытом океане. С этим подтипом связано большое разнообразие осадков по вещественно-генетическому составу, накопление осадков с высоким содержанием ОВ, глауконита, P, зональное распределение этих осадков, своеобразие геохимических процессов. Исследования более чем 100 проб современных осадков, полученных в Перуанском районе при работах на нис "Профессор Месяцев", показывают, что зона Перуанского течения, особенно ее северная часть, в этом отношении является одной из наиболее показательных.

В рассматриваемом районе между 3 и 18° ю.ш. на глубинах до 2000 м встречаются терригенные, биогенные и хемогенные осадки. Терригенные осадки представлены песками, алевритами, песчанистыми и алевритово-глинистыми илами. Среди биогенных осадков мы встречаем как карбонатные, так и кремнистые. К первым относятся ракушечные, ракушечно-фораминиферовые и фораминиферовые пески и алевриты, ко вторым – слабодиатомовые и глинистые илы, нередко сильно зараженные сероводородом. Хемогенные осадки – это широко распространенные глауконитовые пески, алевриты и илы. Распределение осадков неодинаково. На юге района, где шельф развит слабо и воздействие теплых вод с севера практически не сказывается, крупнозернистые осадки терригенного состава уже на малой глубине сменяются диатомовыми. Накопление диатомей обусловлено главным образом интенсивным процессом апвеллинга, который здесь создает особо благоприятные условия для продуцирования диатомового планктона. По мере удаления от побережий и увеличения глубины на континентальном склоне диатомовые осадки сменяются глауконитовыми песками и алевритами, а еще глубже – глауконитовыми илами (рис. 1).

В центре Перуанского района наблюдается та же последовательная смена осадков с глубиной. Однако усложнение структуры Перуанского течения, уменьшение его скоростей приводит к тому, что диатомовые осадки встречаются шире и охватывают глубины до

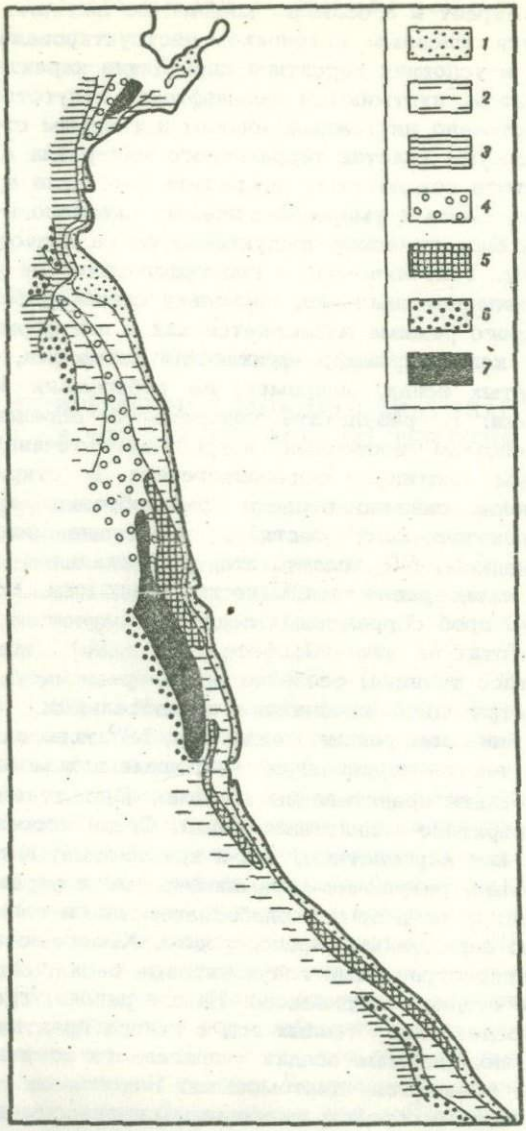



Рис. 1. Схема распределения основных типов современных осадков

Осадки терригенные: *1* – пески, *2* – мелкоалевритовые илы, *3* – глинистые илы; биогенные: *4* – фораминиферовые пески, *5* – диатомовые илы; хемогенные: *6* – глауконитовые пески; *7* – выходы древних отложений

320 м. Аккумуляция диатомовых остатков в этой части района еще более значительна, чем на юге, поскольку, помимо остатков диатомей локального происхождения, на дно попадают и диатомовые остатки, принесенные водами Перуанского течения с юга. Ослабление течения благоприятствует осаждению диатомового материала на дно как на малых, так и на относительно больших глубинах. Глауконитовые осадки разной гранулометрии встречаются до глубин 1500-2000 м.

На севере района в распределении осадков наблюдаются некоторые изменения. Расширение шельфа, который достигает максимального развития для всего тихоокеанского побережья Южной Америки между 11 и 6° ю.ш., обусловливает появление ареалов крупнозернистых осадков. Повышение температуры вод Перуанского течения, особенно на мелководьях, и проникновение с севера более теплых вод в виде придонного противотечения создают благоприятные условия для обогащения осадков скелетными карбонатными обломками. На малых глубинах это преимущественно битая ракуша, на больших - скелеты фораминифер, которые на внешнем крае шельфа и прилежащей части склона образуют протяженный ареал фораминиферовых осадков. Поскольку на севере процесс апвеллинга ослабевает, диатомовые осадки здесь не накапливаются. Глауконитовые осадки сменяют либо терригенные, либо, чаще, фораминиферовые. Исчезают зоны сероводородного заражения осадков. Севернее 5° ю.ш. карбонатные осадки начинают резко преобладать почти на всех исследованных глубинах (до 1000 м).

Таким образом, вырисовывается вертикальная и горизонтальная зональность в распределении основных вещественно-генетических типов осадков: с юга на север терригенное осадкообразование с участием диатомового материала заменяется терригенным осадкообразованием с участием биогенного карбонатного материала и соответственно меняются преобладающие осадки. С глубиной терригенные осадки переходят в биогенные, а еще глубже - в хемогенные, которые, видимо, глубже 2000 м сменяются терригенными осадками больших глубин. Изменения в геоморфологии дна, режиме Перуанского течения и структуре его вод, а также смена участков с разной интенсивностью процесса апвеллинга и разной биологической продуктивностью приводят к наложению и усложнению горизонтальной и вертикальной зональности седиментогенеза, однако в целом эта зональность выражена достаточно определенно.

Для современного осадкообразования в зоне Перуанского течения немаловажное значение имеет периодически повторяющееся явление Эль-Ниньо, при котором действие самого Перуанского течения резко ослабевает; подъем глубинных вод и сопутствующие ему биологические процессы протекают с меньшей интенсивностью, происходит массовое отмирание многих организмов, которое сказывается на газовом режиме вод и осадков, усиливая их сероводородное заражение и аккумуляцию ОВ. В некоторых случаях действие явления Эль-Ниньо носит катастрофический характер. Известно,

что периодические изменения в режиме Бенгельского течения также резко сказываются на седиментогенезе в его зоне [Brongersma-Sanders, 1957]. Однако есть основания предполагать, что в зоне Перуанского течения масштаб таких изменений и их последствий гораздо больше [Zuta, Guillen, 1970].

В составе песчаных и алевритовых фракций терригенных осадков, как правило полимиктовых, преобладают кварц, обломки метаморфических и магматических пород, полевые шпаты, слюды. В более тонких фракциях наблюдается обогащение глинистым и диатомовым материалом, много пирита. В постоянных препаратах осадков прослеживается ооидная текстура. Ракушечно-фораминиферовые и фораминиферовые осадки местами выделяются разрушенностью карбонатных обломков, пустоты в раковинах нередко заполнены глауконитоподобным материалом. Это наводит на мысль, что в целом ряде случаев мы рассматриваем не современный, а реликтовый осадок. Диатомовые осадки во влажном состоянии обычно имеют полужидкую консистенцию и черную окраску, при высыхании цвет становится серым или темно-серым. Сероводородное заражение прослеживается не во всех пробах. Песчано-алевритовые фракции сходны по своему составу с аналогичными фракциями терригенных осадков, в более тонких фракциях возрастает количество диатомовых скорлупок, в большинстве случаев целых. Встречаются многочисленные органогенно-глинистые агрегаты различной величины. Пиритизация заметна как в скорлупках диатомей, где скапливается много глобулей пирита, так и в органогенно-глинистых агрегатах. Важной особенностью диатомовых осадков на участках с сильным сероводородным заражением является то, что они содержат обломки костей рыб и морских млекопитающих, чешую рыб. Х.М. Саидова [1971] даже выделяет особую зону, где эти обломки костей и чешуя в наибольшей степени характеризуют осадок. По данным авторов, далеко не везде можно предполагать такую зону. Но нет никакого сомнения в том, что последствия массовой гибели крупных морских организмов и рыб в наибольшей степени проявляются, там, где идет накопление диатомовых осадков и где сероводородное заражение максимально.

В глауконитовых осадках зерна глауконита имеют разную величину - от 0,07 до 0,8 мм. В большинстве случаев форма зерен неправильная, но встречаются зерна округлые или овальные. Поверхность зерен покрыта пленкой окислов, иногда корродирована. Входящие в состав глауконитовых осадков обломки метаморфических пород носят следы глауконитизации. В шлифах глауконитовые зерна хорошо выделяются по агрегатной поляризации, трещинам синерезиса с глобулями пирита.

В распределении карбонатности и гранулометрических фракций хорошо прослеживаются закономерности, связанные с развитием основных типов современных осадков (рис. 2). С юга на север происходит их погрубение. Обусловлено это, с одной стороны, геоморфологией дна, в частности расширением шельфа в северной части

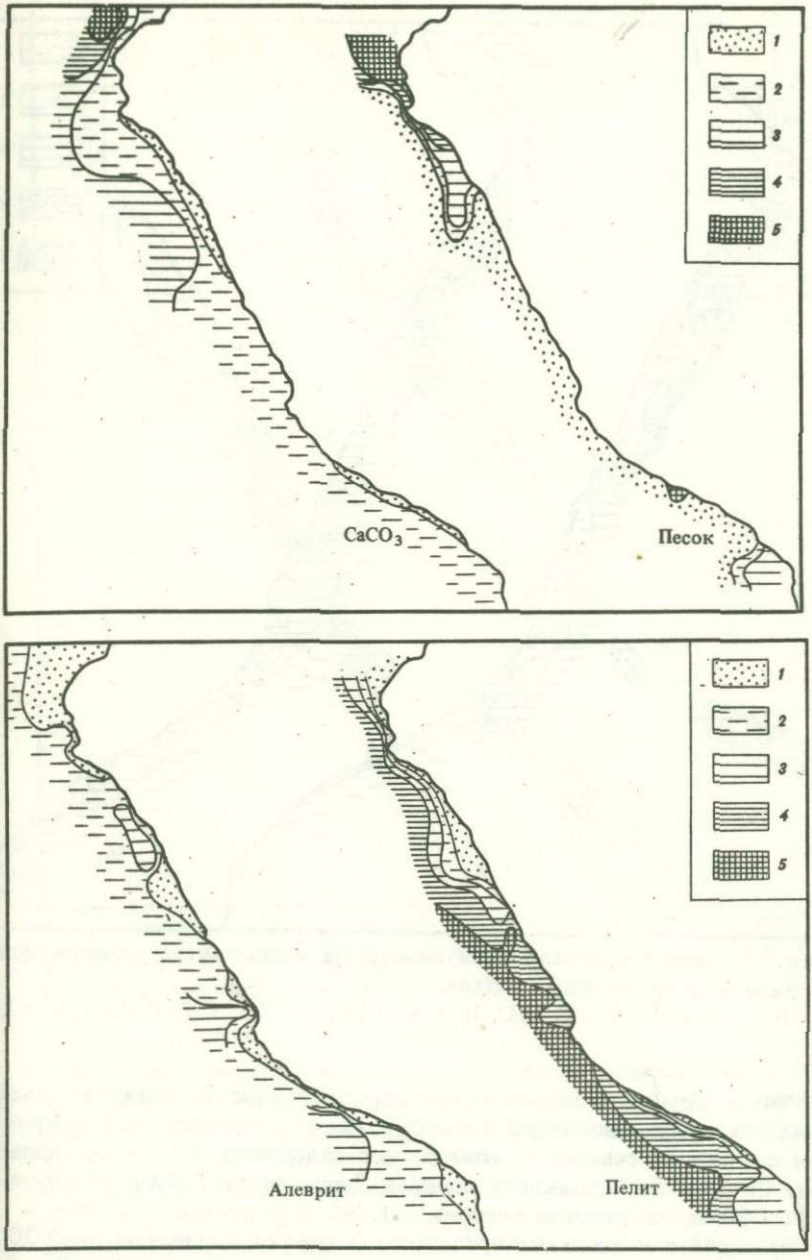



Рис. 2. Схемы распределения $CaCO_3$ и гранулометрических фракций в современных осадках, %

$CaCO_3$ и песок: *1* – <10; *2* – 10–30; *3* – 30–50; *4* – 50–70; *5* – >70; алеврит: *1* – <30; *2* – 30–50; *3* – >50; пелит: *1* – <5; *2* – 5–15; *3* – 15–40; *4* – 40–70; *5* – >70

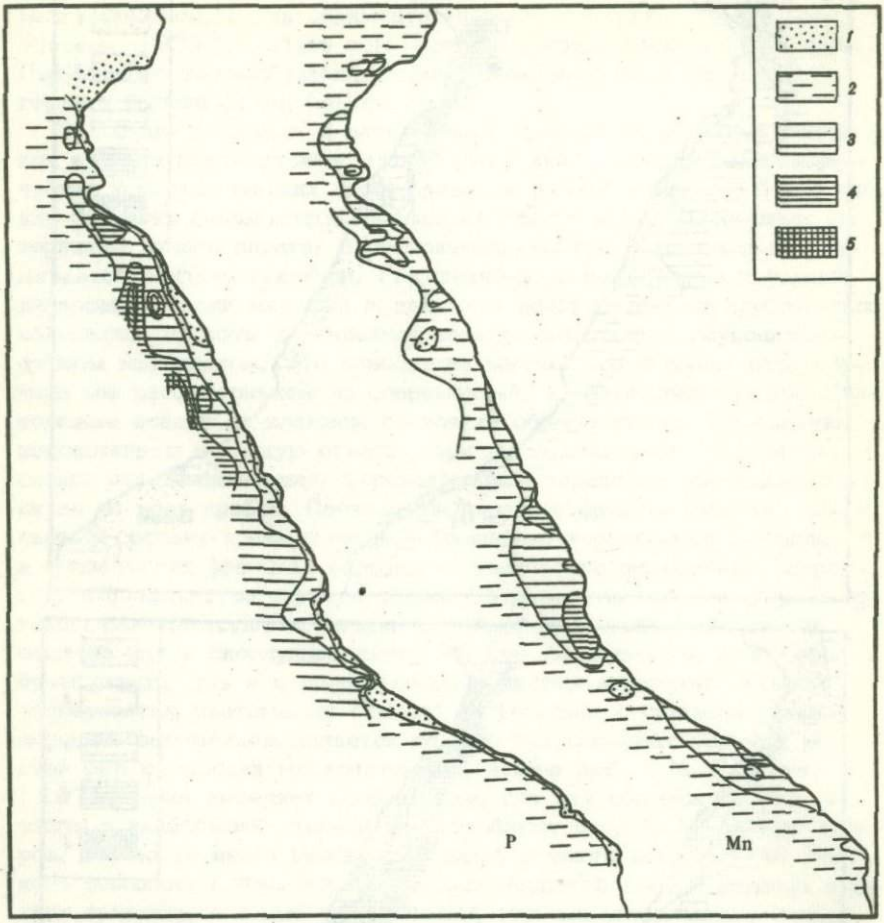
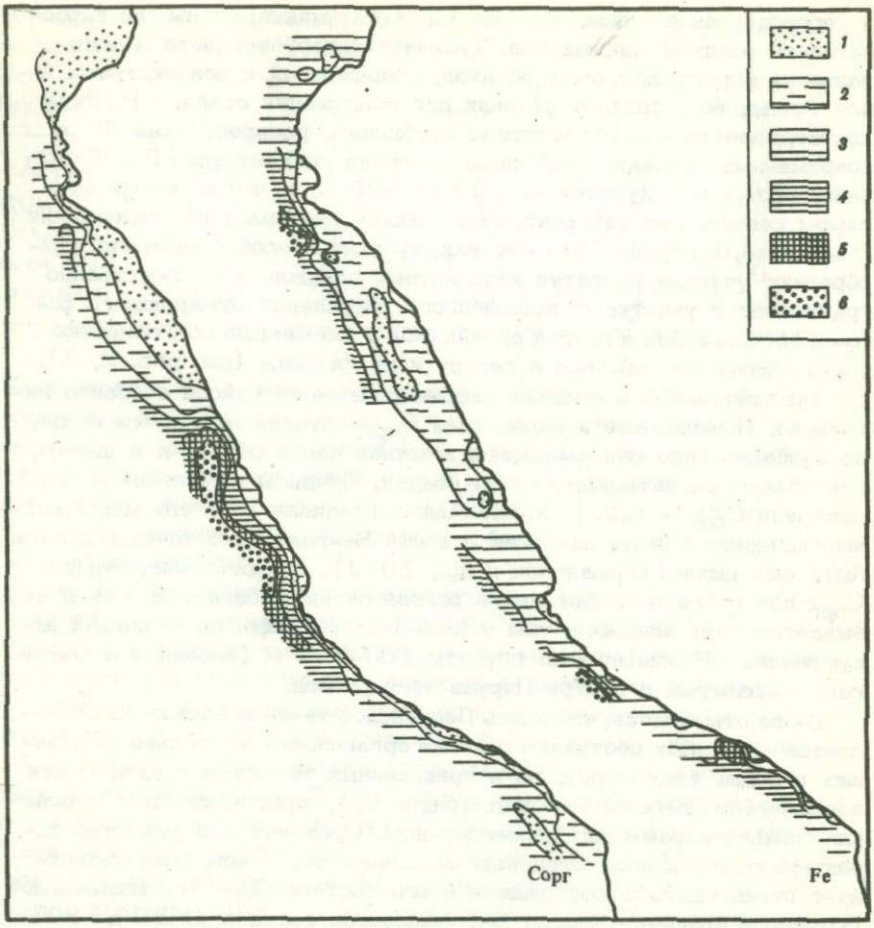



Рис. 3. Схемы распределения некоторых компонентов химического состава в современных осадках, %

P: *1* – < 0,1; *2* – 0,1–0,3; *3* – 0,3–0,5; *4* – 0,5–0,7; *5* – > 0,7;

района, с другой – большим участием биогенных карбонатных частиц, имеющих обычно песчаную и алевритовую размерность, в формировании осадков на севере. В этом районе сказывается влияние теплых вод. Средняя карбонатность осадков Перуанского района до глубины 2000 м, по данным авторов, 11,2%, а в центре и на юге – не превышает нескольких процентов. С глубиной примерно до 500 м карбонатность увеличивается: так, в осадках глубин 100–300 м она равна 20,07%, 300–500 м – 3,1%. Глубже 500 м карбонатность увеличивается до 10% и менее. Возникновение глубинной зоны с максимальным содержанием $CaCO_3$ объясняется тем, что в этой зоне воды более теплые, чем на меньших глубинах у побе-




Mn: *1* – <0,01; *2* – 0,01–0,03; *3* – 0,03–0,05; *4* – >0,05; Corг: *1* – <1; *2* – 1–3; *3* – 3–5; *4* – 5–7; *5* – 7–9; *6* – >9; Fe: *1* – <1; *2* – 1–3; *3* – 3–5; *4* – 5–10; *5* – 10–15; *6* – >15

режья, где сказывается подъем воды из холодных слоев; кроме того, здесь из-за удаления от берегов ослабевает количество поступающего терригенного материала и "разбавление" им карбонатных частиц. При дальнейшем возрастании глубины температура придонных вод понижается и соответственно уменьшается карбонатность.

Содержание P (рис. 3), по имеющимся в распоряжении данным авторов, изменяется от 0,06 до 3,65%. Однако в карбонатно-фосфоритовых плитах оно гораздо больше, $P_2O_5$ составляет 20%. Хорошо прослеживается увеличение концентрации P с юга на север. Возможно, что это связано с общей миграцией P из южных и центральных районов, где подъем глубинных вод, новообразование ОВ

и сероводородное заражение осадков и вод максимальны, но карбонатность осадков минимальна. Увеличение карбонатности в зоне развития фораминиферовых осадков, сопряженной с воздействием более теплых вод, создает условия для обогащения осадков Р. Это подтверждается и особенностями глубинного распределения Р в современных осадках. Наибольшие средние концентрации Р и $CaCO_3$ наблюдаются на глубинах от 100 до 500 м. В то же время на самом севере, где карбонатность осадков максимальна, содержание Р невелико. Очевидно, что для аккумуляции Р особое значение приобретают участки развития карбонатных осадков, непосредственно граничащие с участками повышенного накопления отмирающего фито- и зоопланктона и других организмов и смещенные по отношению к ним общим потоком вод к северу и на глубины (см. рис. 2, 3).

Накопление ОВ в осадках рассматриваемого района особенно интересно. Повышенные концентрации $C_{орг}$ встречаются почти везде, но наиболее ясно они выражены в южной части района и в центре, где широко развиты диатомовые осадки. Пределы изменений в содержании $C_{орг}$ – 0,2–11,63%. Можно предполагать, что максимальные концентрации по аналогии с зоной Бенгельского течения должны быть еще выше [Гершанович и др., 1972]. Средняя концентрация $C_{орг}$ для всего исследованного района очень высока – 2,36% и оказывается чуть меньшей, чем у Юго-Западной Африки. Основная аккумуляция ОВ смещена на глубины 100–500 м (таблица) и достигает максимума в центре Перуанского района.

Выше отмечалось, что здесь Перуанское течение насколько ослабляется и в осадок поступают остатки организмов, не только обитавших в водах этих широт, но и принесенных течением с юга. Почти повсеместно наибольшие концентрации $C_{орг}$ прослеживаются в осадках, сильно зараженных сероводородом. Органическое вещество характеризуется слабой степенью измененности, о чем свидетельствует очень высокое содержание в его составе $C_{орг}$ так называемой гуминовой фракции ($C_{гум}$). В большинстве осадков от 50 до 80% ОВ находится в форме соединений, извлекаемых из осадка слабой щелочной вытяжкой. Значение гуминового коэффициента во многих осадках достигает 50–70, а для диатомовых осадков даже 80. Это наиболее высокие значения коэффициента, известные для современных и ископаемых осадков. Величина гуминового коэффициента возрастает с увеличением содержания ОВ в осадках. Гуминовые составляющие осадков Перуанского района не тождественны по своей химической структуре традиционным гуминовым кислотам, накапливающимся в почвах и торфяниках на континентах. Их можно сопоставлять лишь весьма условно. Отсутствие стока с суши исключает доставку в осадки ОВ континентального происхождения, поэтому ОВ в осадках рассматриваемого района образуется из отмирающего фито- и зоопланктона. Несомненно, что большое количество ОВ в современных осадках существенным образом отражается на геохимических процессах, обусловливая значительную миграцию многих элементов.

Среднее содержание некоторых компонентов химического состава современных осадков в зоне Перуанского течения, %

| Глубина, м | P | $C_{орг}$ | $C_{гум}$ | Mn | FeO |
|---|---|---|---|---|---|
| 0–100 | 0,28 | 1,43 | 0,36 | 0,036 | 2,40 |
| 100–300 | 0,38 | 4,79 | 3,30 | 0,028 | 2,28 |
| 300–500 | 0,76 | 5,37 | 3,16 | 0,029 | 2,45 |
| Более 500 | 0,21 | 2,54 | 1,31 | 0,025 | 7,15 |
| Среднее | 0,31 | 2,36 | 2,01 | 0,032 | 3,34 |

Концентрация Mn в осадках Перуанского района невелика и изменяется в небольших пределах. Наибольшие количества Mn прослеживаются вблизи побережья (см. рис. 3). Далее концентрация Mn уменьшается. Возможно, что в какой-то степени это связано с поступлением Mn из пород побережья. В то же время нельзя исключить миграцию Mn из осадков с большим содержанием ОВ на большие глубины.

Четкие закономерности прослеживаются и в накоплении Fe. Пределы изменений его содержания 0,22–15,71%. С юга на север количество Fe в осадках уменьшается. Вызывается это сменой вещественного состава и гранулометрии осадков; в частности, в более грубых терригенных и карбонатных осадках на севере содержание Fe не превышает 3%, чаще всего составляя 1–2%, на юге Fe больше – до 5%. Основная и максимальная аккумуляция Fe наблюдается в осадках на глубинах свыше 500 м, здесь средняя его концентрация увеличивается вдвое (см. таблицу). Пробы, в которых Fe составляет более 15% осадка, извлечены с глубин от 700 до 1000 м. Во всех случаях обогащенные Fe осадки представлены глауконитовыми образованиями, столь характерными для Перуанского района. Они встречаются на значительном протяжении в виде особой литологической и, по-видимому, геохимической зон непосредственно за зоной максимального накопления ОВ в донных осадках.

Приведенные данные подтверждают высказанные ранее заключения о специфичности современного осадкообразования в Перуанской зоне. Зависимость осадочного процесса от режима и изменчивости Перуанского течения, особое место, которое принадлежит апвеллингу высокой биологической продуктивности и интенсивному накоплению ОВ в современных осадках, их горизонтальная и вертикальная литологическая и геохимическая зональности заслуживают самого пристального внимания и всестороннего изучения. Особо хочется отметить комплекс проблем, связанных с продуцированием и резко повышенным накоплением ОВ в современных осадках, его важной геохимической ролью во всех седиментационных процессах.

ЛИТЕРАТУРА

Гершанович Д.Е., Авилов И.К., Зарихин И.П. Донные осадки подводных окраин материков в Южной Атлантике. – Тр. ВНИРО, 1972, т. 75.

Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.

Логвиненко Н.В., Романкевич Е.А. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили. – Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.

Романкевич Е.А., Урбанович И.М. Органическое вещество (азот, углеводы) во взвеси, осадках и иловой воде Перуано-Чилийского района. – Тр. ИО АН СССР, 1971, т. 89.

Саидова Х.М. О современных осадках района тихоокеанского побережья Южной Америки. – Тр. ИО АН СССР, 1971, т. 89.

Brongersma-Sanders M. Mass mortality in the sea. Pt 1. – Mem. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 67.

Fisher R. Preliminary report on expedition "Downwind". – Univ. of Calif., Scripps Inst. of Oceanography. Intern. Geophys. Year. Rep. Ser. 2, 1958.

Zen E.-An. Mineralogy and petrology of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile. – Journ. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, N 4.

Zuta S., Guillen O. Oceanografia de las aguas costeras del Peru. – Bol. Inst. del Mar. del Peru, 1970, vol. 2, N 5.

УДК 551.35(265)

*И.О.МУРДМАА, А.П.ЛИСИЦЫН, В.В.СЕРОВА, В.П.КАЗАКОВА, А.Н.РУДАКОВА*

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ КРУПНОАЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

В свое время В.П. Петелиным совместно с И.А. Алексиной был изучен минеральный состав песчано-алевритовых фракций поверхностного слоя осадков большей части Тихого океана [Петелин, 1965; Петелин, Алексина, 1970]. В результате этой огромной по объему работы удалось выяснить ряд важных закономерностей. Оказалось возможным, в частности, наметить предельные границы разноса терригенных и вулканогенных минеральных комплексов от питающих макропровинций суши в пелагическую область океана. В этой области указанные комплексы сменяет своеобразный комплекс Центральной минералогической провинции, не связанный с сушей, практически целиком формирующийся из биогенных, аутигенных и подводно-вулканогенных минералов, образующихся в самом океане.

Такой вывод мог быть сделан только благодаря принятой В.П. Петелиным методике изучения состава всех минеральных частиц фракций. Но поскольку в океанских осадках, как правило, большую часть

песчано-алевритового материала составляют так называемые трудно определимые зерна (обломки пород, пепловые частицы, агрегатные зерна, выветрелые минералы и др.), а в биогенных осадках – опал и кальцит, закономерности распределения характерных терригенных, вулканогенных и аутигенных минералов оказались в значительной мере затушеванными. Особенно резко этот недостаток сказался на "тяжелых" минералах, обычно наиболее показательных для выделения минералогических провинций.

Авторы предприняли попытку выявить взаимоотношения в составе крупноалевритовой фракции осадков только прозрачных абиогенных минералов, отдельно в тяжелой и легкой фракциях, разделенных по удельному весу 2,9. Для этой цели первичные результаты минералогических анализов пересчитали, исключив биогенные минералы и все непрозрачные зерна. Использовали старые анализы В.П. Петелина и И.А. Алексиной, а также значительный объем новых определений для западной, юго-восточной и южной (приантарктической) частей бассейна Тихого океана. Во многих случаях, особенно в пределах Центральной минералогической провинции В.П. Петелина, такой пересчет оказался ненадежным либо вообще невозможным из-за ничтожного содержания прозрачных аллотигенных минералов (единичные зерна или даже полное отсутствие в просчитанных препаратах). Тем не менее для большей части океана получена информация о закономерностях поступления и разноса минералов.

## Прозрачные минералы тяжелой фракции 0,1–0,05 мм

Минеральный состав тяжелой фракции крупного алеврита в пределах всего Тихого океана определяется четырьмя главными минералами (группами): моноклинным пироксеном, ромбическим пироксеном, роговой обманкой и эпидотом. Частота встречаемости этих минералов наибольшая, для самого универсального моноклинного пироксена она близка к 1. Названные минералы в подавляющем числе случаев слагают наибольшую часть среди прозрачных абиогенных минералов тяжелой фракции, и только изредка в локальных участках периферии океана наблюдаются сравнительно высокие (до 20–30%) концентрации циркона, граната, слюд, в пелагической области – аутигенного барита (целестобарита), а вблизи некоторых вулканических островов – оливина.

Моноклинные пироксены представлены преимущественно авгитом, хотя встречаются также титан-авгит, пижонит, диопсид и др.

На фоне довольно высоких концентраций моноклинных пироксенов в Тихом океане выделяются ареалы относительного обогащения и обеднения этой группой минералов (рис. 1, *а*). Площади высоких концентраций (более 50%) делятся на два генетически различных типа.

Первые приурочены к поясам современного андезитового вулканизма островных дуг на западе Тихого океана, где моноклинный пиро-

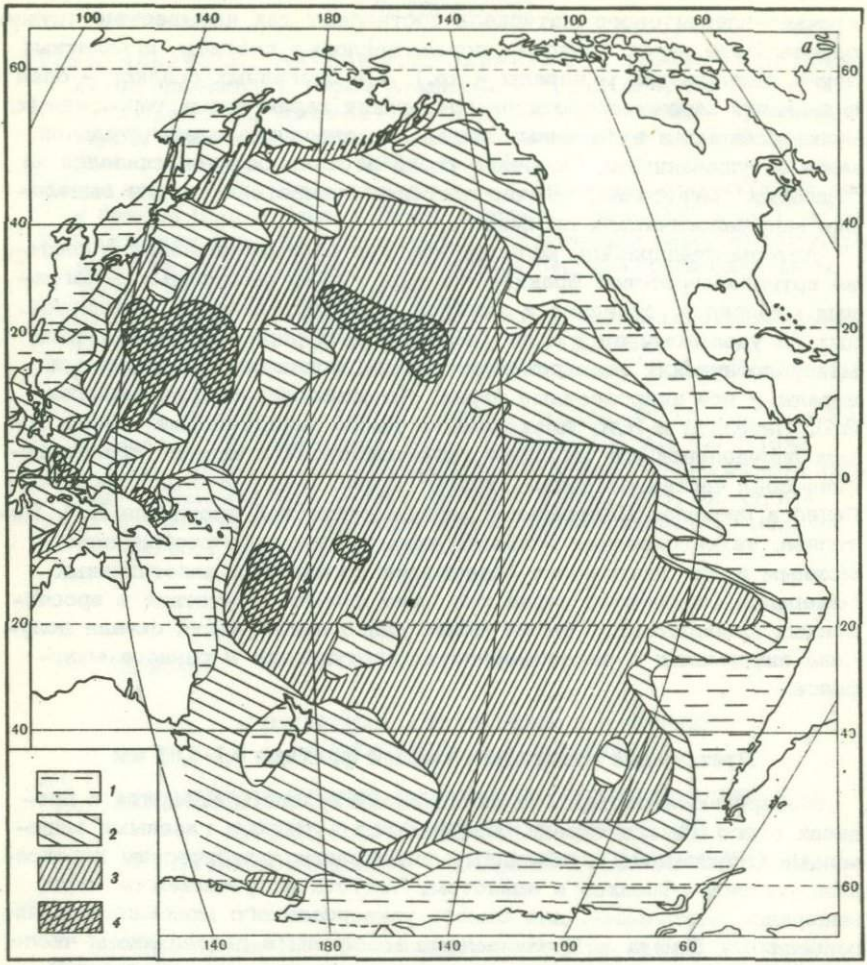



Рис. 1. Содержание важнейших групп минералов в тяжелой фракции поверхностного слоя осадков Тихого океана (в % от суммы прозрачных минералов)

*а* – моноклинный пироксен (*1* – <25; *2* – 25–50; *3* – 50–75; *4* – >75); *б* – ромбический гипроксен (*1* – <10; *2* – 10–25; *3* – 25–50); *в* – роговая обманка (*1–3* – см. *б*; *4* – >50); *г* – минералы группы эпидота (*1* – <10; *2* – 10–25; *3* – >25)

ксен (авгит) ассоциирует с ромбическим (гиперстеном) в составе поступающего в океан вулканокластического и вулканотерригенного материала. Величины концентрации клинопироксена в тяжелой фракции зависят здесь главным образом от количественных соотношений с гиперстеном при абсолютном преобладании суммы пироксенов во всех случаях, кроме отдельных регионов распространения пирокла-

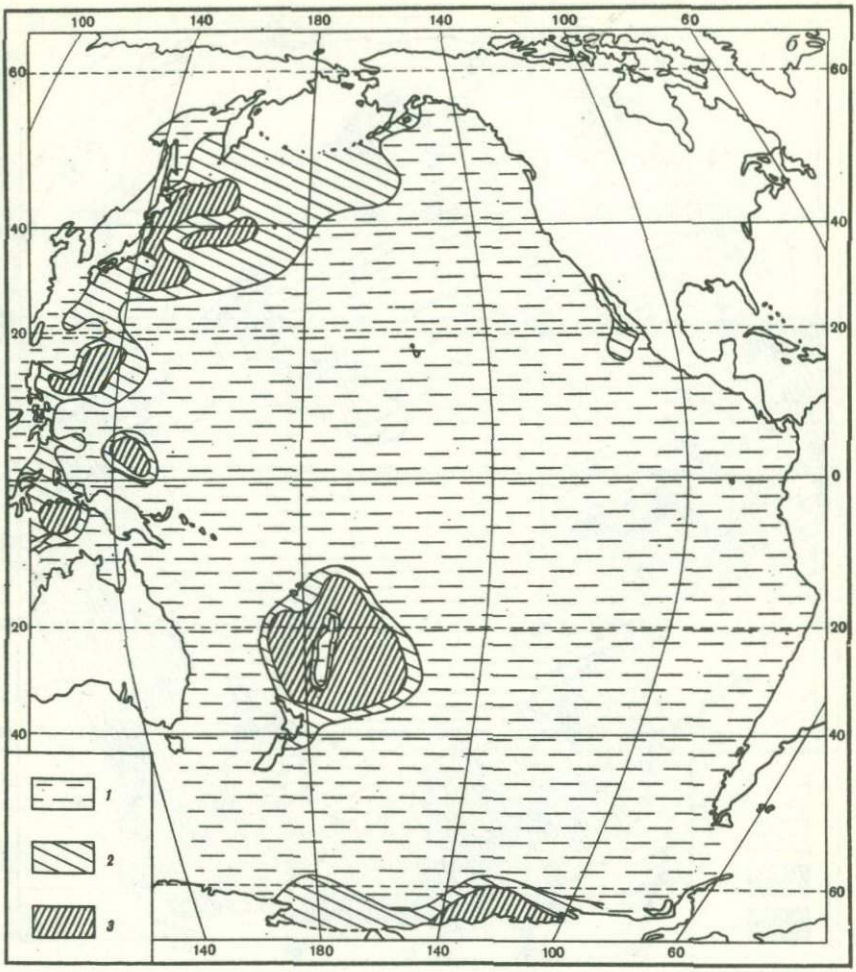



Рис. 1 (продолжение)

стики роговообманковых дацитов или липаритов. Очень высокие (более 75%) значения характерны для пояса Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг, что, очевидно, связано с особенностями их вулканизма (низким содержанием ортопироксенов в вулканитах).

Второй тип областей обогащения – центральная часть океана. На огромных площадях пелагических районов океана концентрация клинопироксена превышает 50%, а в ряде участков распространения эвпелагических глин эта группа минералов составляет 75–100% тяжелой фракции (см. рис. 1, *а*), однако при весьма низких содержаниях тяжелых прозрачных минералов, зачастую исчисляемых десятками или единицами зерен на 20-граммовую навеску натурального осадка. Если добавить, что высокие содержания клинопирок-

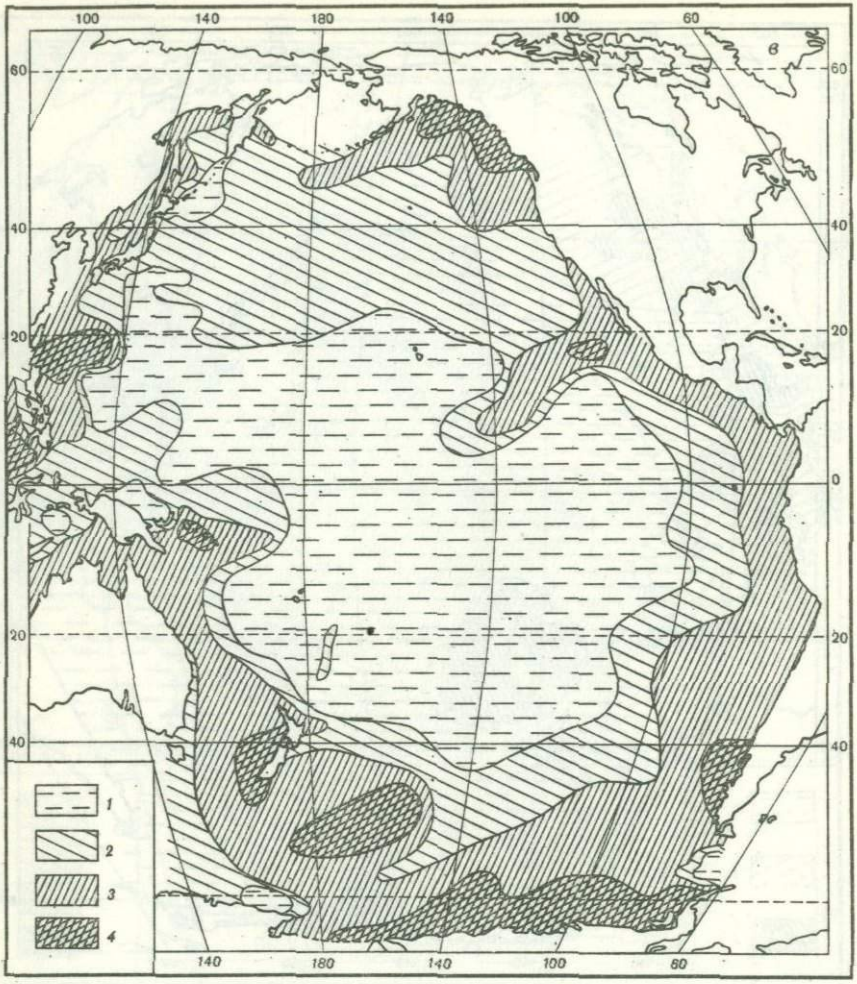



Рис. 1 (продолжение)

сена встречены в эвпелагических глинах, скорости накопления которых обычно ниже 1 мм/1000 лет, то представляется правильным именовать такую концентрацию "пассивной" (т.е. связанной с отсутствием поступления других минералов). Тем не менее устойчивое доминирование моноклинного пироксена требует объяснения. Отчасти его можно отнести за счет "вездесущности" клинопироксенов как в терригенном, так и в вулканокластическом материале, но в таком случае непонятно, почему клинопироксен встречается отдельно от сопутствующих ему минералов: в вулканокластическом материале андезитового пояса – ортопироксенов, а в терригенном – роговой обманки и эпидота. По-видимому, значительная доля клинопироксе-

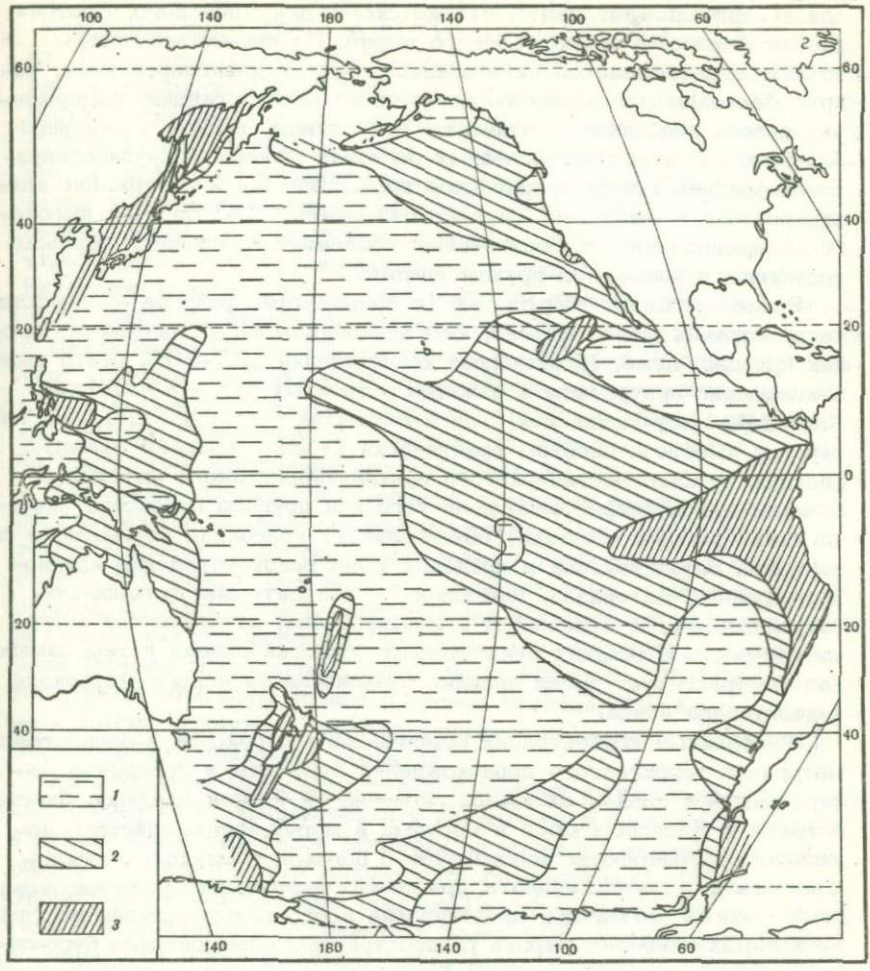



Рис. 1 (окончание)

нов в центральной части океана, особенно в цеолитсодержащих эвпелагических глинах, связана с вулканитами дна океана, являясь либо подводно-вулканогенным, либо эдафогенным (освободившимся при подводной денудации вулканических пород дна). Такой вывод подтверждается специфическими особенностями пироксенов в некоторых регионах, например преобладанием титан-авгита в северной части Южной котловины, где тот же пироксен встречен в щелочных базальтоидах [Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова и др., 1971], а также постоянной ассоциацией пироксенов с цеолитами и палагонитом.

Относительно низкие содержания клинопироксена (менее 25%) характерны для большинства районов, примыкающих к континентам:

для северо-западной половины Охотского, для Японского, Восточно-Китайского, Южно-Китайского морей. По немногочисленным точкам вырисовывается поле осадков, бедных клинопироксеном, вокруг Австралии, у западного побережья Новой Зеландии; выдержанная полоса окаймляет континенты Антарктиды, Южной и Северной Америки. Во всех перечисленных регионах минералы крупноалевритовой фракции имеют терригенное происхождение и содержание клинопироксена понижается (нередко оно менее 10%) за счет высокого содержания других терригенных компонентов, главным образом амфиболов и минералов группы эпидота.

Ромбический пироксен (в большинстве районов – гиперстен) распространен менее широко, чем клинопироксен, и содержание его, как правило, ниже. Повышенные концентрации (25–50%, редко выше) закономерно приурочены к районам островных дуг – Курильской, Японской, Идзу-Бонинской, Тонга-Кермадек (см. рис. 1,*б*), где гиперстен вместе с авгитом практически нацело слагают тяжелую фракцию вулканокластического и вулканотерригенного материала. Относительное возрастание доли того или другого пироксена (иногда также роговой обманки) обусловливает колебания процентного содержания ортопироксена в пределах полей распространения крупноалевритового материала, связанного с андезитовым вулканизмом островных дуг. В отличие от клинопироксена, ортопироксен встречается редко в осадках пелагических областей океана и тем самым как бы трассирует ареал влияния вулканокластического материала андезитового пояса.

Повышенные концентрации ромбического пироксена в алевритовом материале терригенного происхождения отмечены у побережья Антарктиды и к западу от южной оконечности Южной Америки. Здесь, а также в Японском море и местами в морях Индонезийского архипелага ортопироксен ассоциирует с роговой обманкой, иногда – с минералами группы эпидота, при низких содержаниях клинопироксена.

Роговая обманка представлена несколькими разновидностями, из которых наиболее широко распространены обыкновенная буро-зеленая, бурая и голубовато-зеленая, а также базальтическая красно-коричневая. Это широко распространенный минерал (см. рис. 1,*в*), в отдельных районах составляющий до 50–75% суммы прозрачных минералов тяжелой фракции. Области повышенных концентрации (более 25%) примыкают к материковым побережьям Северной и Южной Америки, Антарктиды, а также расположены в северо-западной части Охотского моря, в Японском море, в районе к западу от Новой Зеландии и у Соломоновых островов. Во всех перечисленных случаях роговая обманка ассоциирует с эпидотом, представляя определенный комплекс терригенных минералов. Очень высокое содержание роговой обманки (до 84%) характеризует осадки в Филиппинском море к востоку от островов Лусон и Тайвань, где она, по-видимому, имеет вулканогенное происхождение.

Эпидот (точнее, минералы группы эпидота, включая клиноцоизит и цоизит) распространен во многом сходно с терригенной рого-

вой обманкой, но величины его концентрации, как правило, ниже. Содержания выше 25% (до 50%) встречены на небольших площадях или на единичных точках в Охотском, Японском, Филиппинском морях, у побережий Новой Зеландии и Южной Америки (рис. 1, *г*). Области относительно повышенного содержания минералов эпидотовой группы (10–25%) наблюдаются в районах к северу от Новой Гвинеи, к востоку от Филиппинских островов, вокруг Новой Зеландии, вдоль побережья Америки, они отражают специфику состава терригенного материала, выносимого главным образом из молодых складчатых поясов с их зеленокаменными и порфиритовыми формациями. Интересно наличие обогащенной эпидотом тяжелой фракции в некоторых участках Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятий, а также в южной части Восточной котловины, во впадине Бауэра, на поднятиях островов Туамоту и Общества. Здесь мы, вероятно, имеем дело с локальными источниками эпидота, в том числе эдафогенными. Частично эдафогенным является, по-видимому, эпидот в желобе Тонга, где содержание его достигает 30–40%.

Оливин – характерный минерал океанских базальтоидов, распространенный также в пирокластическом материале андезитового пояса, встречается относительно редко в глубоководных осадках океана, что можно объяснить его податливостью вторичным изменениям. Высокие концентрации оливина встречаются только на склонах океанских вулканических островов. Так, например, на склоне о-ва Тутуила (Восточное Самоа) они достигают 10%. Повышенные содержания отмечены вблизи островов Баллени, Гавайских, Общества и других, а также в районах молодого подводного вулканизма Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Из остальных минералов тяжелой фракции циркон дает повышенные (более 10%) концентрации у восточного побережья Австралии, а в виде единичных зерен встречен вдоль всех материковых побережий, а также в морях Индонезийского архипелага. Гранат – очень характерный минерал осадков Индоокеанского сектора Антарктики – встречается в количествах более 10% на востоке вплоть до меридиана о-ва Тасмания. Далее вдоль побережья Антарктиды он присутствует постоянно, но лишь редко его концентрация превышает 10%. Слегка повышенные величины содержаний граната отмечены у Новой Зеландии, местами – в окраинных морях западной части океана. Отдельные значения высоких концентраций (до 20%) получены во впадине Бауэр.

Такие широко распространенные терригенные минералы, как апатит, актинолит-тремолит, сфен, как правило, встречаются в районах высоких концентраций эпидота и роговой обманки, но их концентрация почти нигде не превышает 10%. В виде единичных зерен в терригенных комплексах встречено еще по крайней мере два десятка минералов, но случайный характер находок не позволяет использовать их для минералогического районирования. Данных о весьма интересном аутигенном минерале тяжелой фракции – барите (целестобарите) – недостаточно для обоснованных суждений о его распространении на площади дна.

## Прозрачные минералы легкой фракции 0,1–0,05 мм

Четыре минеральных компонента – вулканические стекла, плагиоклазы, кварц и цеолиты – резко выделяются по частоте встречаемости и процентному содержанию, по сути дела определяя облик абиогенной части легкой фракции. Каждый из них имеет ареалы высоких концентраций.

Вулканические стекла представлены широким набором разновидностей, из которых в глубоководных осадках наибольшим распространением пользуются две: а) бесцветные (или слабо окрашенные) прозрачные, реже, мутно-серые (от микропузырьков) стекла кислого (липаритового, дацитового) состава с низким показателем преломления; б) темные, в основном бурые (до черных) базальтовые стекла и образованный по ним палагонит. Кислые стекла составляют преобладающую часть (более 50%, а нередко 75–100%) легкой фракции на обширных пространствах дна (рис. 2). Отсутствие или низкие (менее 10%) концентрации приурочены, во-первых, к континентальным побережьям Азии, Австралии, Антарктиды, Америки (за исключением Центральной), где легкая фракция сложена в основном плагиоклазом и кварцем. Во-вторых, низкие, почти нулевые содержания характерны для центров субтропических круговоротов течений, где (в эвпелагических и цеолитовых глинах) легкая фракция сложена преимущественно цеолитами и палагонитом [Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Скорнякова и др., 1971].

Области максимальных (75–100%) концентраций бесцветных стекол тяготеют к зонам активного вулканизма островных дуг, откуда распространяются в открытый океан, примерно следуя направлениям господствующих поверхностных течений. При этом максимальные концентрации иногда, например в Северо-Западной котловине, как будто отделены от островных вулканических источников зонами повышенного содержания плагиоклаза. Это можно объяснить либо механической дифференциацией пирокластического материала [Мурдмаа и др., 1970], либо различием источников и способов разноса: вблизи дуг преобладает собственно пепловый материал, богатый плагиоклазами, разносимый эоловым путем или во взвеси, тогда как дальний разнос осуществляется главным образом в составе плавающих кусков пемзы, состоящих почти нацело из кислого стекла.

Аутигенные цеолиты (главным образом филлипсит) – осадкообразующие минералы в цеолитовых глинах субтропических областей предельно низких скоростей осадконакопления. Они слагают в глинах почти целиком легкую фракцию алеврита. Высока концентрация цеолитов и в эвпелагических глинах, где они ассоциируют с палагонитом [Скорнякова, Мурдмаа, 1968], а также в бескарбонатном остатке известковых осадков тех же широтных зон.

Плагиоклаз – минерал почти вездесущий, хотя концентрации его подвержены значительным колебаниям, главным образом по отношению к цеолитам и вулканическим стеклам.

Кварц – самый распространенный обломочный минерал осадочных пород, довольно редок в алевритовом материале осадков Тихо-

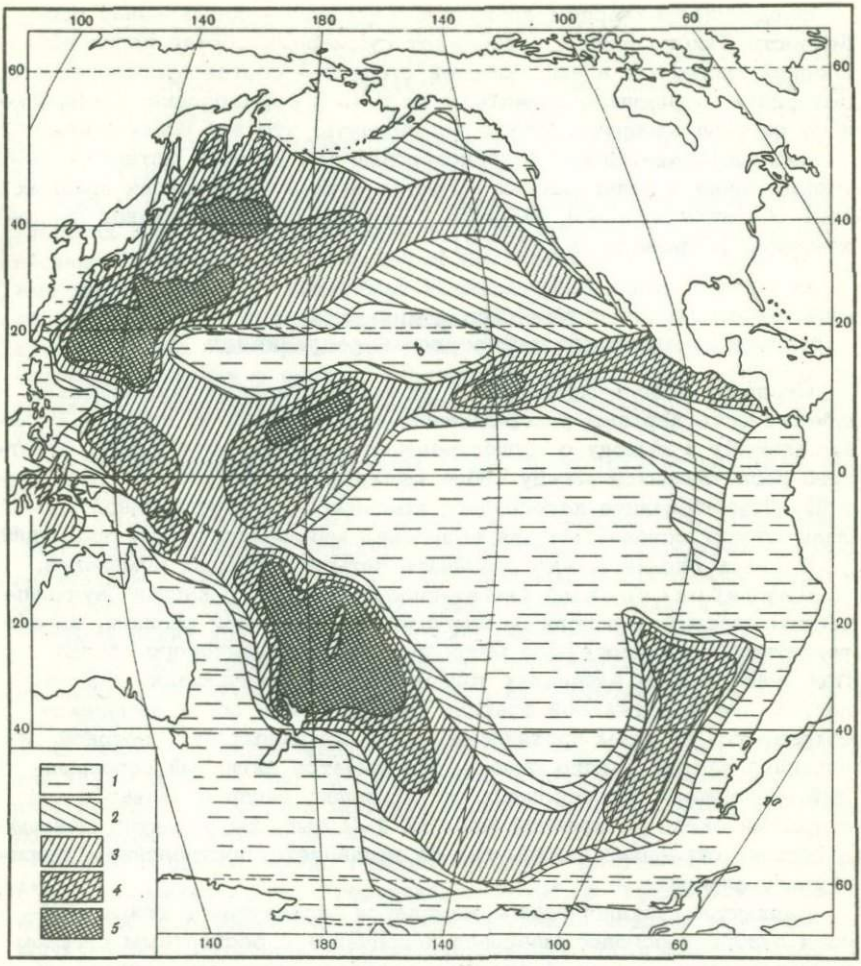



Рис. 2. Содержание вулканических стекол в легкой фракции поверхностного слоя осадков Тихого океана (в % от суммы прозрачных абиогенных минералов)

*1* - <10; *2* - 10-25; *3* - 25-50; *4* - 50-75; *5* - >75

го океана, что было установлено еще В.П. Петелиным [1965]. На огромных пространствах открытой части океана он либо вообще не обнаружен, либо количественно резко подчинен плагиоклазу. Особенно бедны кварцем зоны распространения вулканогенного алеврита островных дуг. Лишь в приантарктическом поясе и в Тасмановом море отношение кварца к полевым шпатам значительно выше единицы (до 4). Близкие к единице величины этого отношения наблюдаются местами у побережья Америки, в Японском, Восточно-Китайском морях и северо-западной части Охотского моря.

Обедненность кварцем алевритовой фракции – характерная особенность Тихого океана – отражает суммарный состав пород водосборной площади и в еще большей степени – состав вулканогенного материала, играющего значительную роль в формировании минерального состава алеврита. Важно подчеркнуть, что эта особенность не распространяется на тонкодисперсный обломочный материал, который именно в пелагических областях океана (в пределах аридных зон) обогащен кварцем, имеющим, по всем данным, эоловое происхождение [Серова и др., 1975].

## Комплексы минералов и минералогические макропровинции

Сходство набора минералов и их количественных соотношений, однотипность картины распределения концентраций на площади океана приводят к выводу о существовании довольно устойчивых, отчетливо различающихся между собой минеральных комплексов (ассоциаций). Доминирование какого-либо комплекса на определенной площади служит основанием для выделения минералогических провинций.

В Тихом океане можно различать четыре основных комплекса.

Двупироксеновый (авгит-гиперстеновый) с кислым вулканическим стеклом и основным плагиоклазом в легкой фракции, характеризующий вулканогенную макропровинцию андезитового пояса. При значительных вариациях количественных соотношений как в легкой, так и в тяжелой фракции специфический облик комплекса сохраняется на всем протяжении пояса островных дуг северной и западной частей Тихого океана, где имеется активный современный вулканизм. От островных дуг комплекс распространяется в открытый океан по крайней мере на 1–2 тыс. км, заметно меньше – в сторону окраинных морей, где он подавляется поступлением терригенного алеврита.

Вариантом вулканогенного комплекса андезитового пояса является пироксен-роговообманковая ассоциация с бесцветным стеклом и плагиоклазом в легкой фракции, наиболее ярко выраженная в Филиппинском море.

Клинопироксен-эпидот-роговообманковый с плагиоклазом (реже – со значительным содержанием кварца) в легкой фракции – наиболее типичный комплекс терригенных минералов в осадках Тихого океана. Он, по-видимому, соответствует суммарному продукту размыва зеленокаменно метаморфизованных эффузивно-осадочных (в том числе граувакковых, спилито-диабазовых) геосинклинальных формаций. Для этих материнских пород характерны и второстепенные минералы комплекса – тремолит-актинолит, апатит, сфен, хлорит и др. Взаимоотношения минералов внутри комплекса варьируют в широких пределах, но в сумме три главных минерала тяжелой фракции – эпидот, роговая обманка и моноклинный пироксен – всегда отчетливо преобладают, составляя 60–100%. Комплекс характерен для осадков окраинных геосинклинальных морей

(Японского, северо-западной половины Охотского, Берингова, отчасти – морей Индонезийского архипелага), граничащих с мезозойскими или кайнозойскими складчатыми поясами. Широко развит он вдоль побережий Америки, Антарктиды, Новой Зеландии. На западе океана его распространение ограничено поясом двупироксенового вулканогенного комплекса островных дуг.

Акцессорных минералов кислых магматических и метаморфических пород ("платформенный"), распространен в Тихом океане весьма ограниченно. К нему могут быть отнесены лишь отдельные пробы, взятые у побережья юго-восточной части Австралии, западной части тихоокеанского сектора Антарктиды и в приматериковых районах некоторых окраинных морей, где тяжелая фракция обогащена (наряду с роговой обманкой и пироксеном) цирконом и гранатом с подчиненным количеством слюд, турмалина, анатаза, рутила и др.

В легкой фракции преобладает кварц, присутствует калиевый полевой шпат.

Клинопироксеновый с цеолитом и палагонитом, образующий Центральную минералогическую макропровинцию, приурочен к эвпелагическим глинам и отчасти к карбонатным пелагическим осадкам областей с минимальными скоростями осадконакопления в центрах субтропических круговоротов течений. Генетически он связан с базальтовым вулканизмом ложа океана, с гальмиролитическим преобразованием вулканических продуктов и их переотложением в эдафогенных процессах.

В тяжелой фракции алеврита этот комплекс представлен авгитом или титан-авгитом, иногда с оливином; в легкой – филлипситом, палагонитом, а в случае молодых вулканитов – базальтовым стеклом, основным плагиоклазом.

Таким образом, можно говорить о двух терригенных комплексах ("зеленокаменном", или "геосинклинальном", и "гранитно-гнейсовом", или "платформенном"), о вулканогенном комплексе андезитового пояса и о комплексе сложного, отчасти "остаточного" генезиса в центральной части океана. Соответственно выделяется четыре типа минералогических макропровинций (рис. 3), которые при более детальном анализе могут быть разбиты на конкретные минералогические провинции в обычном понимании. Такая детализация не входит в задачи данной работы (для ряда районов она уже сделана, см., например, [Петелин, 1957; Петелин, Алексина, 1970; Neeb, 1943]), поскольку авторы стремились выявить некоторые более общие закономерности на уровне типов макропровинций.

В целом минеральный состав алевритовой фракции осадков Тихого океана отличается доминированием среднеустойчивых и малоустойчивых к выветриванию и транспортировке минералов, "незрелостью" минеральных комплексов. Это связано с поступлением обломочного материала прямо из действующих вулканов или из магматических, метаморфических и "незрелых" осадочных пород. Материал не претерпевал многократного переотложения в осадочных

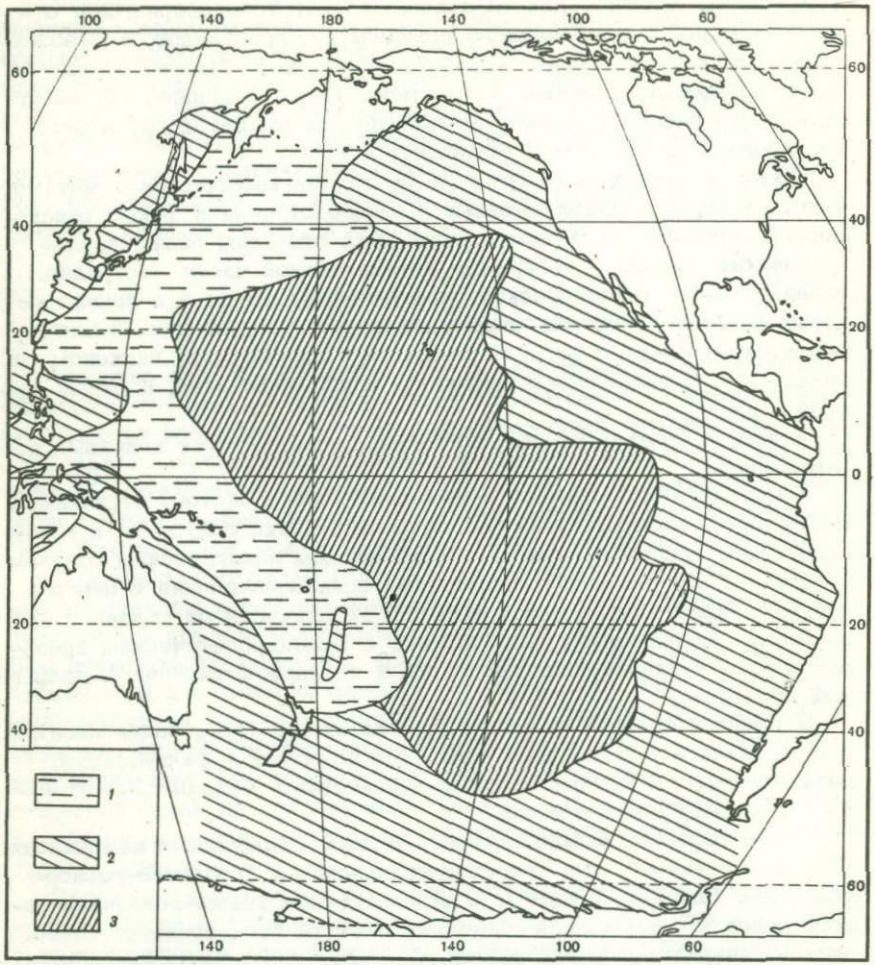



Рис. 3. Распространение главных минеральных комплексов крупноалевритовой фракции в поверхностном слое осадков Тихого океана

Провинции: *1* – двупироксеновая, *2* – клинопироксен-эпидот-роговообманковая, *3* – клинопироксеновая

циклах, что можно объяснить горным рельефом и тектоникой питающих водосборных площадей Тихого океана.

В трех главных из рассмотренных комплексов господствуют минералы основных и средних магматических пород или их метаморфизованных разностей. Продукты размыва кислых кристаллических пород (гранитов, гнейсов и др.) в Тихий океан почти не поступают.

В этом находит отражение общая тектоническая ситуация Тихоокеанского подвижного пояса, где на современном этапе геологического

развития к берегам океана близко подступают молодые (мезозойские и кайнозойские) складчатые системы с их зеленокаменными, офиолитовыми, порфиритовыми, грауваккковыми толщами, где развит современный вулканизм андезитового пояса и где в центральной части океана единственным источником абиогенных минералов алевритовой фракции служат океанские базальтоиды и продукты их гальмиролиза.

Минеральные макропровинции при всей сложности их конфигурации образуют три последовательно сменяющие друг друга зоны от материка к центру океана: терригенную "зеленокаменную", вулканогенную "андезитовую" и океанскую "базальтовую". На востоке океана вторая зона развита слабо, а на юге она вообще отсутствует. Перед первой зоной кое-где слабо "просвечивает" материковый платформенный комплекс минералов, который следует ставить в начало ряда, в целом отражающего наиболее общие черты тектоники Тихоокеанского сегмента Земли.

## ЛИТЕРАТУРА


Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. – Тр. ИО АН СССР, 1970, т. 96.

Петелин В.П. Минералогическое районирование Охотского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1955, т. 13.

Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1957, т. 22.

Петелин В.П. Особенности формирования минералогического состава песчано-алевритовых фракций осадков Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1965, № 5.

Петелин В.П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 207-219.

Петелин В.П., Алексина И.А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. М.: Наука, 1970, кн. 1. Осадкообразование в Тихом океане.

Серова В.В., Лисицын А.П., Мурдмаа И.О. Кварц и полевые шпаты в глубоководных осадках Тихого и Индийского океанов. – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Зенкевич Н.Л., Горбунова З.Н. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.

Скорнякова Н.С., Петелин В.П. Осадки центрального района южной части Тихого океана. – Океанология, 1967, вып. 6.

Neeb G. The composition and distribution of the samples. – The Snellius expedition. Sec. 2, 1943, vol. 5, pt. 3.

УДК 551.352.(262.5)

*Э. С. ТРИМОНИС*

# ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

Познание механизма формирования минерального состава донных осадков прежде всего требует выявить основные закономерности распределения различных минералов по площади дна моря, выяснить, какие новые их сочетания возникают в процессе дифференциации осадочного материала в морском водоеме, генезис минералов и ряд других вопросов.

За исключением работы В.П.Маслова [1929], давшей лишь первое представление о распространении нескольких минералов в песчаных прослоях глубоководных отложений Черного моря, только в 1970-х годах были опубликованы данные о более широком круге терригенных минералов [Бутузова, 1971; Müller, Stoffers, 1972]. Несколько раньше работами М.А.Ратеева [1952, 1964], а потом П.Стофферса и Г.Мюллера [Stoffers, Müller, 1972] были выявлены основные закономерности размещения глинистых минералов в этом водоеме. В совокупности с этими данными проведенное автором изучение минерального состава верхнего слоя глубоководных осадков, залегающих за пределами шельфа Черного моря и отложившихся в течение последних нескольких сотен лет, позволяет более полно ответить на поставленные вопросы.

Минералогическому анализу были подвергнуты пробы донных осадков, собранных примерно на 400 станциях, относительно равномерно покрывающих континентальный склон и глубоководную равнину Черного моря. Песчано-алевритовые фракции изучались иммерсионным методом (259 проб) и отчасти рентгено-дифрактометрическим для количественной оценки кварца и карбонатных минералов. Последний метод был шире применен для изучения пелитовых фракций (449 проб), которые также исследовались под электронным микроскопом. Кроме донных осадков, изучался минеральный состав морской взвеси (19 проб) и выносов девяти кавказских рек.

Водосборная площадь Черного моря в геологическом отношении весьма неоднородна. В северной ее части широко распространены осадочные, а также сильно метаморфизованные и магматические породы, в то время как в южных областях водосбора преобладают молодые вулканогенные, в том числе и четвертичные лавы и туфы, и слабо метаморфизованные породы. Этим предопределена многокомпонентность петрографического и минерального составов осадочного материала, приносимого в море с разных питающих областей суши, а также его различия, в общих чертах довольно четко проявляющиеся для северных (платформенных) областей водосбора по сравнению с южными (геосинклинальными).

В первую очередь эти различия вскрываются при изучении минерального состава речных выносов. Для песчано-алевритового материала (> 0,01 мм), выносимого реками (Дунай, Днепр, Днестр) в северо-западную часть моря, характерно высокое содержание амфиболов (главным образом роговых обманок), ряда устойчивых минералов – граната, циркона, эпидота в тяжелой подфракции и кварца – в легкой. Для рек Кавказа в целом характерны пироксены, рудные минералы и др. По данным М. Петерсена [Petersen, 1971], выносы рек Турции близко сходны с минеральным составом осадочного материала в кавказских реках.

Пелитовый материал (< 0.01 мм) речных выносов представлен главным образом глинистыми минералами. В кавказских реках преобладает иллит, существенная примесь каолинита и хлорита, а монтмориллонит почти всегда содержится в минимальных количествах. В крупно- и среднепелитовых фракциях (0,01–0,001 мм) значительную роль играет кварц и обломочный кальцит. Пелитовые фракции аллювия Дуная и равнинных рек [Stoffers, Müller, 1972] характеризуются высоким содержанием иллита, а рек Турции – монтмориллонита.

Минеральный состав морской взвеси в Керченском проливе дает основание полагать, что осадочный материал, приносимый в Черное море через пролив, большей частью соответствует выносам Кубани, для которых характерно высокое содержание амфиболов, лимонита, кварца в алевритовых фракциях, среди глинистых минералов преобладает иллит.

Такая краткая характеристика минерального состава осадочного материала, мобилизуемого на водосборной площади, является довольно обобщенной для всего бассейна в целом. На самом же деле детальные исследования ряда участков пляжей и осадков шельфа [Барковская, 1960; Невесский, 1954; Новикова, 1973; и др.] показали, что минеральные комплексы современных осадков в прибрежной зоне моря меняются очень часто. Это обусловлено не только высокой интенсивностью минералогической дифференциации в шельфовых областях, но также и наличием большого числа источников выноса, имеющих свой комплекс терригенных минералов. Здесь выделяется большое количество минералогических провинций, многие из которых отличаются малой протяженностью (около 15–20 км) и нередко связаны с выносами отдельных рек.

С увеличением глубины моря и удалением от берега минералогическая дифференциация осадочного материала в значительной степени замедляется процессами смешения материала, поступающего с более обширных областей питания. Это приводит вновь к совместному осаждению уже отдифференцированных друг от друга минералов и возникновению новых минеральных комплексов. Они в значительной степени в завуалированной форме отражают те черты, которые характерны не для одной, а уже для нескольких минералогических провинций донных осадков шельфа. К тому же существенные изменения в формирование минерального состава глубоководных осадков

вносит химико-биологическая садка веществ, образующихся в самом водоеме, а также гранулометрическая дифференциация, в результате которой основная часть песчано-крупноалевритового материала не проникает в глубоководные области Черного моря.

Минеральный состав песчаной фракции. В современных осадках континентального склона и глубоководной равнины суммарное содержание песчаного материала (0,25-0,1 мм) в большинстве случаев меньше 1%. Это не позволяет с достаточной четкостью определить ареалы разноса терригенных минералов, большинство из которых встречены в виде единичных зерен (пироксены, амфиболы, рудные и другие тяжелые минералы). Только в несколько бóльших количествах обнаружены легкие минералы - кварц, слюды, полевые шпаты и др.

Основную часть песчаной фракции составляют органические остатки, представленные растительными обломками (мелкие стебельки, ветки и т.п.), нитями, волокнами, костями рыб светло-коричневого цвета и т.д. В повышенном количестве присутствуют также органогенные карбонаты - мелкие раковинки и раковинный детрит кальцит-арагонитового состава. На континентальном склоне в восточной части моря содержание кальцита в песчаной фракции иногда достигает 78%, арагонита - 62%, а в осадках глубоководной равнины органогенные карбонаты обычно составляют всего несколько процентов.

Таким образом, глубоководные осадки содержат ничтожное количество терригенного материала песчаной размерности. Основная его часть, приносимая в море реками, осаждается вблизи источников питания, и лишь небольшое количество терригенного песчаного материала проходит через шельф, по-видимому, в наиболее узких и крутых его участках. По всей вероятности, обогащение песчаным материалом некоторых районов континентального склона Кавказа и Турции является результатом действия мутьевых потоков в придонных слоях воды, так как морская взвесь поверхностных вод практически не содержит материала данной крупности. В этом процессе сколько-нибудь ощутимая роль постоянно действующих циклонических круговоротов вод Черного моря не проявляется.

Минеральный состав алевритовых фракций. В количественном отношении алевритовые фракции весьма неравноценны: если крупный алеврит (0,1-0,05 мм) в современных глубоководных осадках составляет не более 1%, за исключением некоторых участков континентального склона Кавказа и Турции, где его содержание повышено, то мелкоалевритовая фракция (0,05-0,01 мм) является одной из главных в гранулометрическом спектре глубоководных осадков. Она составляет в среднем 20-50% и только в халистатических областях не превышает 20%.

Алевритовый материал весьма неравномерно обогащен тяжелыми минералами (уд. вес > 2,9). В крупноалевритовой фракции их содержание меняется от долей процента до 22%. Повышенные и максимальные концентрации встречены на северо-западном континентальном склоне (5,0-10,2%) и в юго-восточной части моря (до 22%). В мелкоалевритовой фракции тяжелые минералы обычно составляют

около 0,1% и меньше, и только на локальных участках дна их содержание повышено (до 1,2% в юго-восточной части моря). Распределение тяжелых минералов в алевритовых фракциях, на наш взгляд, предопределено следующими основными факторами: 1) содержанием тяжелой фракции в исходном материале соответствующей гранулометрической размерности; 2) разбавлением тяжелых минералов продуктами биогенной седиментации; 3) обогащением их в результате аутигенного сульфидообразования и 4) локальным переносом тяжелых минералов из прибрежных участков и береговых россыпей в придонном слое воды течениями и, возможно, суспензионными потоками.

В тяжелых алевритовых подфракциях было определено около 80 минералов, а для наиболее распространенных из них выявлены ареалы разноса по площади дна.

Пироксены (главным образом моноклинные) распространены широко, но неравномерно. Повышенные их содержания характерны для восточной части водоема, максимальные – на континентальном склоне Кавказа и в юго-восточной части моря (до 54%). Эти области питаются выносами горных рек (Кызыл-Ирмак, Ешиль-Ирмак, Чорох, Бзыбь и др.), характеризующихся высокой концентрацией пироксенов (до 56%). В осадках западной части водоема их содержание не превышает 5%, а местами они встречаются только в виде единичных зерен. Аналогично моноклинным распределены ромбические пироксены, только концентрации их в осадках всегда более низкие.

Амфиболы на большей части дна моря составляют 5–10%. Повышенные их концентрации (до 26%) характерны для осадков в некоторых участках континентального склона, а минимальные содержания – для осадков его ложа. Амфиболы представлены главным образом обыкновенными роговыми обманками, значительно реже встречаются актинолит-тремолит, антофиллит и щелочные их разновидности. Области распространения амфиболов в Черном море не совпадают с областями накопления пироксенов, что свидетельствует об отсутствии парагенетических связей этих групп минералов. Такая особенность распределения была отмечена также в Средиземном море [Емельянов, 1968].

Минералы группы эпидота (эпидот, клиноцоизит, цоизит) в повышенном количестве (до 20%) были встречены в осадках на подводном хребте Архангельского и на континентальном склоне в юго-восточной области моря. На большей части дна их содержание не превышает 5%. Распределение минералов группы эпидота свидетельствует о существовании нескольких их источников на водосборной площади. Это подтверждается изучением выносов рек (Дунай, Сакарья, Кызыл-Ирмак, Кубань), дренирующих районы с весьма различным геологическим строением.

Дистен, силлиманит, андалузит и ставролит в тяжелых подфракциях составляют незначительную часть, однако обогащенность ими отдельных участков дна служит хорошим критерием выявления связей с питающими областями суши. Для всех этих минералов характерна приуроченность к верхним частям континентального склона, а с уве-

личением глубины моря их содержание быстро сокращается и в осадках ложа они встречаются очень редко. Наибольшим распространением пользуются дистен и силлиманит в северной части моря, эти минералы поступают сюда как продукт разрушения метаморфических пород Крыма, а также, как указывает Г.Ю.Бутузова [1971], и молодых осадочных пород Русской платформы.

*Из акцессорных минералов на западном и северо-западном* континентальном склоне высокими содержаниями характеризуется гранат, поступающий с выносами крупнейшей реки бассейна Черного моря – Дуная. Необходимо отметить, что высокие концентрации граната (альмандина) были обнаружены как в прибрежных осадках Дунайского района [Барковская, 1959], так и в аллювии Дуная [Petersen, 1971]. По направлению с северо-запада на юго-восток содержание граната в осадках закономерно уменьшается. Циркон в повышенном количестве встречен в северной и западной областях водоема, турмалин – на северо-западном континентальном склоне, рутил и сфен – в ряде мест на континентальном склоне, в основном в северной и западной частях моря. Таким образом, устойчивые к выветриванию минералы (гранат, циркон, турмалин и др.), в большем количестве поступающие с северных и западных областей водосбора, соответственно в повышенном количестве накапливаются в осадках на тех участках дна, которые прилегают к этим районам питания.

*Значительную часть тяжелых подфракций* – от 20 до 50%, а нередко и более (иногда 90–99%) – составляют аутигенные сульфиды Fe. Высокие их содержания характерны для осадков ложа моря, а максимальные значения – для центральной его области южнее Крыма. Часть из сульфидов, притом меньшая, образуется при прохождении взвесей гидроокисного Fe через толщу сероводородной воды, а основная их масса возникает уже в отложившемся осадке, на разных стадиях его диагенеза [Страхов, 1961]. Изучение минеральных форм сульфидного Fe в черноморских осадках [Бутузова, 1969] показало, что здесь присутствует целый ряд его кристаллических *фаз, начиная от коллоидного моносульфида до пирита, обладающего* плотнейшей кубической упаковкой атомов.

Среди рудных терригенных минералов повышенное содержание магнетита наблюдается в осадках восточной части моря, ильменита – на северо-западном континентальном склоне, а лейкоксен, помимо этой области, локализуется также и в северной части водоема. Лимонит и сходные с ним по составу гетит и гидрогетит распространены очень широко и весьма неравномерно, что обусловлено прежде всего тем, что накопление этих минералов в Черном море, помимо поступления их с водосборных площадей, происходит и в результате их образования хемогенным путем в самом водоеме.

В количественном отношении значительную часть тяжелых подфракций составляют слюды – бесцветные, реже – зеленые и желтые. Пластинчатая и чешуйчатая форма способствует более дальнему проникновению в удаленные участки моря. В осадках глубоководной рав-

нины содержание слюд составляет 30–50%, а на континентальном склоне их концентрации ниже.

Обломки пород и сильно выветрелые минералы в большем количестве отмечены в восточной части моря.

Основными компонентами легких подфракций являются кварц, полевые шпаты, слюды, кальцит, сильно выветрелые зерна и обломки пород, а также желто-бурые органогенные частицы. Повышенное содержание кварца характерно для всех периферических областей моря. Особенно обогащены им осадки на северном и западном континентальном склоне, что в значительной степени обусловлено выносами Дуная. Следует отметить, что соотношения кварца с полевыми шпатами в речных выносах в значительной степени также сохраняются в донных осадках близлежащего континентального склона. Последние, как и в реках, относительно обогащены кварцем либо полевыми шпатами. Для выносов крупнейших рек Турции и Кавказа характерно более высокое содержание полевых шпатов, чем кварца, а для Дуная – соотношение обратное. В связи с этим в глубоководных осадках по направлению с северо-запада и севера соответственно на юго-восток и юг закономерно уменьшается содержание кварца и возрастает количество полевых шпатов.

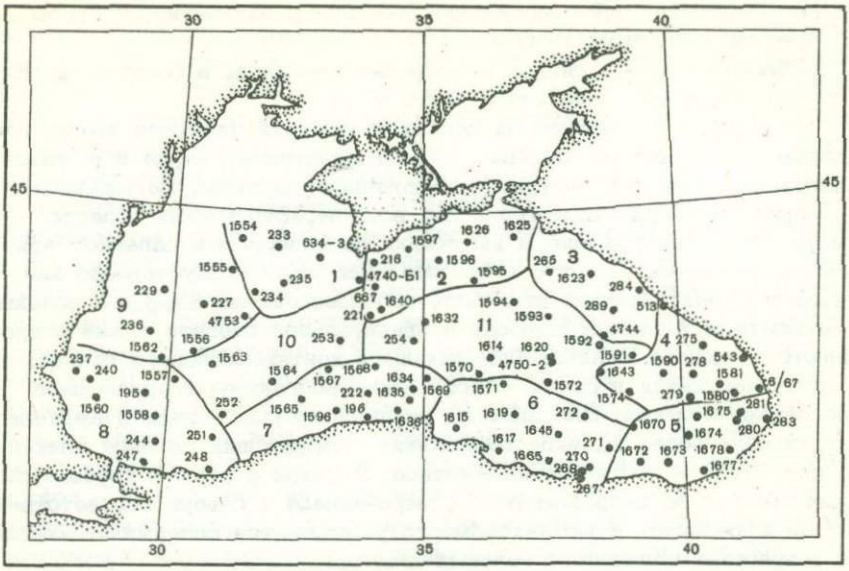
Слюдами, прежде всего мусковитом, обогащены осадки в южной части моря, а максимальные их содержания приурочены к юго-западной области.

Значительную часть легких подфракций составляет кальцит разного генезиса. В глубоководных осадках преобладает биогенный кальцит, представленный обломками раковин, а также и кокколитами в мелкоалевритовой фракции.

Сильно выветрелые зерна и обломки пород на континентальном склоне в среднем составляют от 10 до 20% и их содержание сокращается по направлению к халистатическим областям моря. Здесь более 50% легкой крупноалевритовой подфракции сложено органогенными желто-бурыми и коричневыми частицами. Таким образом, крупноалевритовая фракция в западной и восточной халистазах Черного моря формируется в основном из биогенного материала. Для основной части водоема решающую роль в процессе накопления осадков играл терригенный материал.

В формировании минерального состава мелкоалевритовой фракции главенствующая роль на большей части моря также принадлежит терригенному материалу. На континентальном склоне он составляет в этой фракции 50–80%, и только в халистатических зонах его содержание не превышает 50%. Это является результатом уменьшения поставки в эти области терригенного материала, за счет чего относительно возрастает роль биогенных компонентов, главным образом кальцита.

Особенности площадного распределения минералов, выявленные главным образом по данным изучения крупноалевритовой фракции, позволили выделить в Черном море области седиментации, охарактеризованные определенным комплексом легких и тяжелых минералов




Терригенно-минералогические провинции крупноалевритовой фракции (0,1-0,05 мм) верхнего слоя донных осадков Черного моря

1 - Западная Крымская; 2 - Крымско-Керченская; 3 - Северная Кавказская; 4 - Южная Кавказская; 5 - Кавказско-Анатолийская; 6 - Восточная Анатолийская; 7 - Западная Анатолийская; 8 - Прибосфорская; 9 - Дунайская; 10 - Западная открытого моря; 11 - Восточная открытого моря. Точки и цифры - местоположение и номера изученных станций

(рисунок, таблица). Девять терригенно-минералогических провинций расположены на континентальном склоне (включая к ним примыкающий шельф) вблизи питающих областей. Они своеобразным поясом оконтуривают центральную котловину водоема, где выделены провинции открытого моря, донные осадки которых имеют смешанный минеральный состав. Минералогический анализ алевритовых фракций также позволил раскрыть пути миграции терригенных минералов. Оказалось, что их движение в водоеме характеризуется в основном центростремительной направленностью. Во многих случаях максимальные содержания ряда терригенных минералов не уменьшаются постепенно в сторону углубления моря, а образуют полосы и языки, протягивающиеся на значительные расстояния от прибрежных участков в глубь водоема. Выявление такой динамики распределения минералов позволяет заключить, что основная часть терригенного алевритового материала в глубоководные области моря проникает не путем переноса циклоническими круговоротами поверхностных течений, а скорее всего, во взвешенном состоянии в придонных слоях воды вблизи дна.

Характеристика терригенно-минералогических провинций Черного моря (по данным изучения крупноалевритовой фракции)

| Провинция | Минералы | |
|---|---|---|
| | основные | прочие |
| Западная Крымская | Ильменит, турмалин, дистен | Кварц, гранат, ставролит, циркон, лимонит, рутил, сфен и др. |
| Крымско-Керченская | Роговая обманка обыкновенная, дистен, слюды | Рутил, циркон, кварц, гранат, магнетит, андалузит, турмалин и др. |
| Северная Кавказская | Пироксены, кварц | Циркон, турмалин, лимонит, гранат, рутил, сфен, амфиболы, глауконит и др. |
| Южная Кавказская | Роговая обманка обыкновенная, магнетит, слюды | Пироксены, кварц, ильменит, силлиманит, гранат, рутил и др. |
| Кавказско-Анатолийская | Пироксены моноклинные, эпидот, магнетит | Ильменит, амфиболы, полевые шпаты, гиперстен, иддингсит и др. |
| Восточная Анатолийская | Авгит, геденбергит, полевые шпаты, мусковит | Вулканическое стекло, роговая обманка, глаукофан, гиперстен, эпидот, магнетит, ильменит, андалузит и др. |
| Западная Анатолийская | Амфиболы (щелочные и роговые обманки), пироксены | Вулканическое стекло, рутил, иддингсит, сидерит, лимонит, полевые шпаты, мусковит и др. |
| Прибосфорская | Кварц, гранат, слюды | Турмалин, доломит, глауконит, эпидот, магнетит, полевые шпаты и др. |
| Дунайская | Эпидот, амфиболы, гранат | Циркон, рутил, лимонит, кварц, полевые шпаты и др. |
| Западная открытого моря | Роговая обманка обыкновенная, эпидот, циркон | Кварц, полевые шпаты, глауконит, доломит, мусковит и др. |
| Восточная открытого моря | Пироксены, магнетит, мусковит | Ильменит, биотит, амфиболы, иддингсит, сильно выветрелые минералы и др. |

Минеральный состав пелитовых фракций. Пелитовый материал (< 0,01 мм) составляет основную часть глубоководных осадков. В халистатических областях моря его содержание максимально (около 80%). Однако в количественном отношении пелитовые фракции, как и алевритовые, весьма неравноценны. Крупнопелитовая фракция (0,01–0,005 мм) в среднем составляет только 10–15%, среднепелитовая (0,005–0,001 мм) – 20–30%, а субколлоидная (<0,001 мм) – 30–40%. Следовательно, в формировании минерального состава глубоководных осадков вклад каждой из этих фракций неодинаков.

Крупнопелитовая фракция сложена как терригенными кластическими, так отчасти и глинистыми минералами. К сожалению, минеральный ее состав изучен пока недостаточно. По рентгеновским данным, крупный пелит состоит из кварца, кальцита, слюд, полевых шпатов, а также наиболее распространенных глинистых минералов. Суммарное содержание карбонатов (главным образом кальцита) и кварца меняется от 22 до 42%, в среднем составляя около 30% от всей фракции.

С увеличением дисперсности осадочного материала роль кварца и других терригенных минералов уменьшается. В среднепелитовой фракции кварц в среднем составляет 11,5%, в субколлоидной – 7,3%. Резко сокращается содержание также полевых шпатов, которые в субколлоидной фракции часто вообще не обнаруживаются. В то же время роль карбонатов и глинистых минералов возрастает. Кальцит, в основном кокколитового происхождения, в среднепелитовой фракции составляет в среднем 26,5% а в субколлоидной – 24,5%. Глинистые минералы в этих фракциях содержатся в пределах от 40 до 70%.

По данным П.Стоффорса и Г.Мюллера [Stoffers, Müller, 1972], детально изучавших глинистые минералы во фракции пелита <0,002 мм, наиболее распространенным в Черном море является иллит (главным образом диоктаэдрический). Его содержание на большей части дна более 50%. По направлению с севера на юг концентрации иллита постепенно уменьшаются и минимальных значений (< 30%) достигают на континентальном склоне юго–восточной части моря. Основным глинистым минералом здесь является монтмориллонит (>50%), который преобладает также и в выносах крупнейших рек Турции.

Каолинит в повышенном содержании (10–15%) отмечен на северо–западном континентальном склоне, а также у батумского побережья, хлорит – на континентальном склоне Кавказа, у побережья Болгарии и Турции (в районе Синопа).

Обращает на себя внимание, что концентрации различных глинистых минералов в донных осадках находятся в прямой зависимости от выносов рек, т.е. области повышенных их содержаний обнаружены на участках дна, расположенных в непосредственной близости к источникам питания. Следует также подчеркнуть, что изменения концентраций основных глинистых минералов происходят главным об-

разом в субширотном направлении и каких-либо явных доказательств в пользу размещения глинистого материала по площади моря циклоническими течениями не обнаруживается.

Таким образом, выявленные закономерности площадного распределения основных минералов, как обломочных, так и глинистых, свидетельствуют, что их размещение в Черном море предопределено геологическим строением питающих областей, и в первую очередь составом осадочного материала, выносимого реками. Осадочный материал, мобилизуемый на платформенных участках водосбора, отличается по минеральному составу от материала горных областей Кавказа и Турции, и эти различия прослеживаются в донных осадках моря при сравнении содержаний большинства минералов по направлению с северо-запада и севера на юго-восток и юг. В этом направлении уменьшаются концентрации кварца (как в осадке в целом, так и в каждой из его фракций), граната, турмалина, ильменита, лейкоксена и увеличиваются содержания моноклинных и ромбических пироксенов, магнетита, отчасти полевых шпатов и других минералов в песчано-алевритовых фракциях. В пелитовом материале содержание иллита и каолинита в том же направлении сокращается, а монтмориллонита растет.

Основная часть терригенного материала осаждается в море вблизи источников питания. В глубинные участки водоема очень слабо проникает терригенный песчано-крупноалевритовый материал, в результате чего на глубоководной равнине эти фракции представлены в основном ($> 50\%$) биогенными частицами. Пути движения терригенных минералов песчано-алевритовых фракций создают довольно сложную картину миграции, однако в целом имеют центростремительное направление. Подавляющая масса терригенного материала этих гранулометрических фракций достигает областей континентального склона и глубоководной равнины в придонном слое воды, а не в результате их разноса постоянной действующими циклоническими течениями. По всей вероятности, таким же путем в конечные области аккумуляции поставляются глинистые минералы, размещение которых, как выяснилось, не указывает на сколько-нибудь ощутимую связь с циклоническими течениями. Роль последних остается существенной лишь в размещении по акватории биогенного материала, продуцируемого в море, главным образом в верхнем, деятельном слое воды.

Анализ состава отдельных гранулометрических фракций, учитывая их количественную неравноценность, показывает, что минеральный состав современных глубоководных осадков Черного моря формируется в основном в результате сочетания терригенного и биогенного материалов.

В пределах континентального склона (и отчасти шельфа) решающее значение принадлежит терригенным (обломочным и глинистым) минералам.

На глубоководной равнине, куда поставка терригенных компонентов снижается, относительно возрастает роль биогенных, главным

образом кальцита кокколитового происхождения. В халистатических областях он резко преобладает и современные осадки становятся биогенными. В глубоководных осадках хемогенные минералы содержатся в количествах, не имеющих решающего влияния на образование специфичных минеральных комплексов осадкав.

## ЛИТЕРАТУРА


Барковская М.Г. Закономерности распределения обломочного материала в полосе пляжа Черного моря. – Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1959, вып. 4, № 24.

Барковская М.Г. Закономерности распределения тяжелых минералов в полосе пляжа и на шельфе советского побережья Черного моря. – Тр. Ин-та геол. и полезн. ископ. АН ЛатвССР, 1960, т. 6.

Бутузова Г.Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря. – Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.

Бутузова Г.Ю. К минералогии осадков Черного моря. – Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4

Емельянов Е.М. Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря. – Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.

Маслов В.П. Некоторые данные о минералогическом составе отложений дна Черного моря. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1929, т. 7, № 1/2.

Невесский Е.Н. Опыт исследования потоков песчаных наносов мине-

Невесский Е.Н. Опыт исследования потоков песчаных наносов минералогическим методом. – Тр. ИО АН СССР, 1954, т. 10.

Новикова З.Т. Характерные черты и динамика образования терригенно-минералогических провинций северо-запада Черного моря. – Океанология, 1973, т. 13, вып. 2.

Ратеев М.А. Глинистые минералы в донных осадках Черного моря. – ДАН СССР, 1952, т. 83, № 2.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. – Тр./ГИН АН СССР, 1964, вып. 112.

Страхов Н.М. О значении сероводородного заражения наддонной воды бассейна для аутигенного минералообразования в его осадках (на примере Черного моря). – В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Müller G., Stoffers P. Deep sea sands of the Black Sea: Composition and Origin. – In: Internat. Geol. Congr., 24 session, section 8: Mar. Geol. and Geophys. Montreal, 1972.

Petersen M. Karbonat- und Leichtmineraluntersuchungen an Sedimenten der Schwarzmeer – Zurflüsse der Türkei un der Donau: Diplomarbeit. Heidelberg, 1971.

Stoffers P., Müller G. Clay mineralogy of Black Sea sediments. – Sedimentology, 1972, vol. 18.

УДК 549.623:551.46.8(265)

*З. Н. ГОРБУНОВА*

# СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ВЫСОКОДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ В СКВАЖИНАХ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

К настоящему времени состав глинистых минералов в поверхностном слое осадков изучен почти во всех зонах Мирового океана. Работы советских и зарубежных исследователей [Ратеев и др., 1968; Ерощев-Щак, 1961а,б; Biscaye, 1964; Griffin et al., 1968] убедительно показали, что большая часть тонкодисперсных минералов формируется в результате их сноса с суши, а также при разложении вулканогенного материала на дне океанов. Более поздние работы [Скорнякова и др., 1973; Горбунова, 1974; Bostrom, Peterson, 1969] позволили выявить особый ряд глинистых минералов в гидротермальных и рудоносных осадках.

Эти сложившиеся представления о генезисе высокодисперсных минералов в осадках используются при изучении кернов глубоководного бурения. Сверхдлинные колонки, полученные на американском судне "Гломар Челленджер", вскрыли разновозрастные осадки мощностью более 1000 м. Такой материал позволил оценить условия формирования глинистых минералов в прошлом и возможность их преобразования во времени. Мы располагаем данными изучения высокодисперсных минералов более чем для 100 буровых скважин. Большая часть их бурилась по северо-западному и северо-восточному побережью океана и в приэкваториальной зоне, меньшая – в северной центральной части океана и в Южном полушарии. Значительная часть проб их кернов была изучена на рентгеновском дифрактометре для количественной и качественной оценок минералогического состава. Для многих проб были сделаны определения для образца в целом и для бескарбонатных фракций 2–20 и <2 мкм методом сравнения с кварцевым стандартом [Rex, Murray, 1970]. Нами были изучены фракции <1 мкм в 13 скважинах 6-го рейса и в 4-х скважинах 35-го рейса судна "Гломар Челленджер".

## Методы исследований

В изучаемых осадочных толщах во фракции <2 мкм было выделено пять основных групп глинистых минералов: иллит (гидрослюда), хлорит, монтмориллонит, каолинит и палыгорскит. При более подробном изучении в бассейне р. Аляски был отмечен вермикулит, но карты для него не были составлены, так как эти данные малочисленны. Гидрослюда (или иллит) определялась по отражениям 10; 5; 3,3 Å и т.д., которые не изменяются при обработке образцов разными катионами, глицерином и при нагревании. В северо-восточной части Тихого океана обнаружены диоктаэдрические,

алюминиевые мусковитоподобные гидрослюды политипа 2M1 [Hayes, 1973]. В остальных пробах политипы гидрослюд не установлены. Хлорит определялся по отражению 14,2 Å и по другим признакам: отражения 002 и 004 обычно более острые и интенсивные, чем отражения 003 и 005, на хлорит не влияет обработка катионами и глицерином, а после нагревания отражение 001 смещается к 13,8 Å. Этот минерал был найден в большом количестве и более подробно изучен в заливе Аляска Дж. Хейсом [Hayes, 1973]. Было установлено, что хлорит относится к Fe–Mg разности политипа IIв. Вермикулит близок по диагностическим признакам к монтмориллониту, но, в отличие от него, необратимо изменяется при насыщении $K^+$. Отражение близ 15 Å смещается с $K^+$ к 10 Å, а при насыщении глицерином не увеличивается до 17,6 Å. Монтмориллонит в чистом виде в осадках, вероятно, присутствует редко. Он встречается в виде смешанослойных образований с иллитом. Эти образования содержат разное количество иллитовых слоев. Р.Рейнольдс [Reynolds, 1970] показал, что минерал с отражением 17 Å содержит до 50–60% нерасширяющихся слюдяных слоев. С увеличением количества слюдяных слоев интенсивность пика 17 Å уменьшается, а сам пик расширяется. Важным признаком присутствия смешанослойного образования является резкое падение интенсивности пика 001 при насыщении образца глицерином, что всегда отмечается в осадках. Каолинит определяется по совпадающим с хлоритом отражениям 7,15 и 3,58 Å. Для отличия его от хлорита полезно использовать обработку соляной кислотой, хлорит при этом должен раствориться. Для качественной оценки каолинита используется отражение 3,58 Å, которое четко отбивается от отражения 3,54 Å хлорита.

Палыгорскит выявляется на дифрактограммах по отражению 10,4 Å и в случае высокого содержания по следующим порядкам: 6,42; 5,40; 4,48; 3,22 и т.д. Отражение 10,4 Å не смещается с глицерином и исчезает при нагревании до 450°С в течение 30 мин. Так как это отражение может быть связано и со смешанослойными минералами, необходимо делать электронно-микроскопические снимки, на которых палыгорскит дает характерные палочкообразные кристаллы.

Определение количественных содержаний минералов производилось согласно методике, описанной в статье Р.Рекса и Б.Мэррея [Rex, Murray, 1970]. Сумма всех кристаллических компонентов принимается за 100%, и расчеты производятся по отношению к кварцу. Авторы полагают, что точность анализа сильно варьирует, хотя относительные данные хорошие. Автор настоящей статьи производила расчеты по методике П.Биская [Biscaye, 1964]. Японские исследователи использовали метод К.Оинума и К.Кобаяши [Oinuma, Kobayashi, 1961]. Использование разных методик для количественных оценок минералов затрудняет их сравнение. Ясно, что методы, использующие только глинистые минералы, дают завышенные значения. Однако применять их при определенных допущениях можно.

## Характеристика высокодисперсных минералов

Глинистые минералы в осадках в значительной мере представляют собой отражение истории вулканической активности и привноса терригенного материала. Вынос материала с суши осуществляется в результате гидрогенных и эоловых процессов. Достаточно подробно изучены глинистые минералы по северо-восточному побережью океана. Хлорит политипа II в и слюда $2M_I$ глинистой размерности интерпретируются Дж.Хейсом [Hayes, 1973] как детритные, обычные политипы изученной части суши северной Америки (вулканических и метаморфических пород). Ледниковое истирание кристаллических пород приводит к появлению мелкозернистого силикатного материала, который выносится в океан. Хлорит и слюда более обильны в зал. Аляска, чем вдоль побережья Орегон. В почвах Орегона наряду с хлоритом и слюдой встречаются галлуазит, вермикулит и смешанослойная слюда – монтмориллонит. Они являются продуктом выветривания вулканических пеплов, туфа, стекол. У побережья Северной Америки преобладают так называемые турбидитные осадки, которые характеризуются смесью упомянутых глинистых минералов, а также неглинистых: калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца. Как было установлено Р.Рексом и Е.Гольдбергом [Rex, Goldberg, 1962], существует определенная корреляция между кварцем и плагиоклазами в случае эолового выноса этих минералов. Обычно этим путем одновременно поступают в осадок слюда, хлорит, каолинит. Такая корреляция была обнаружена в осадках станций 32, 33, 34 [Initial..., 1970, vol. 5], 77-84 [Initial..., 1972, vol. 9] – на экваторе, 45-51 [Initial..., 1971, vol. 6] – плато Шатского, геоморфология которого исключает другой путь привноса материала, кроме эолового. Данные по отношению кварца к полевым шпатам для поверхностного слоя осадков Тихого океана [Серова и др., 1975] дают достаточно ясное представление об ареалах распространения эолового материала. Выделяется обширная область обогащения кварцем (соотношение >1) в пелагических осадках северной части океана и в южной от побережья Австралии и Новой Зеландии к центру океана, а также вдоль всех побережий, кроме североамериканского. В пределах Тихого океана в пелагических осадках широко распространены аутигенные минералы в вулканическом материале. Наиболее характерным является монтмориллонит в сочетании с филлипситом или клиноптилолитом. Петрографическое изучение осадков в шлифах, например 9-го рейса судна "Гломар Челленджер" [Initial..., 1972, vol. 9], позволило установить связь в увеличении содержания монтмориллонита и вулканических стекол. Однако такая связь выявляется не всегда. Вулканический материал находится на разной стадии изменения в глину. Часто с увеличением монтмориллонита в осадках наблюдается возрастание его рентгеноаморфной части (до 80-90%). Она состоит в этом случае в основном из палагонитизированных вулканических продуктов. Такой материал широко распространен в восточной, экваториальной и южной частях Тихого океана [Initial..., 1971, vol. 6-8, 1972, vol. 9, 1973,

vol. 20, 21]. Кроме того, существенную часть аморфных веществ осадка вблизи экватора составляют радиолярии. Появление максимума аморфного вещества около 8° с.ш. не согласуется с гипотезой простого разбавления минеральной части радиоляриями. В восточной приэкваториальной части Тихого океана над базальтовым основанием в центре расширения предполагается обогащение осадков гидроокислами Fe и Mn, *также входящими в рентгеноаморфную фазу. Такого же* характера аморфные вещества были обнаружены в отдельных колонках 5-го этапа работ (станции 37, 38, 39). Р.Рекс и Б.Меррей [Rex, Murray, 1970] высказали соображение, что в период извержения в море донных базальтов выделяются железомарганцевые растворы. Следует отметить, что аморфные вещества в пределах Тихого океана составляют, по данным американских исследователей [Initial..., 1970, vol. 5, 1971, vol. 6-8, 1972, vol. 9, 1973, 16-21], 60-70% во фракции <2 мкм во всех, даже терригенных, осадках, где наблюдается наибольшее содержание кристаллических компонентов. В вулканогенных осадках содержание аморфных веществ возрастает иногда до 100%.

Совершенно особое место в ряду найденных высокодисперсных компонентов осадка занимает палыгорскит. Он не характерен для современных осадков и был в значительных количествах найден только в Аденском заливе и в Аравийском море. Предполагалось, что он накопился в результате выноса с суши из почв районов с аридным климатом. М.Петерсон с соавторами [Peterson et al., 1970] нашли палыгорскит в третичных осадках Атлантического океана. По их мнению, этот палыгорскит образовался под воздействием магнезиальных растворов на глинистые минералы и вулканическое стекло. В качестве источников растворов, обогащенных Mg, предполагались прибрежные лагуны, в качестве источника кремнезема - диатомовые водоросли. Некоторые исследователи [Bonatti, Joensuu, 1967] указывали на гидротермальное происхождение палыгорскита в строго определенных условиях. При рассмотрении серии колонок А.П. Лисицын с соавторами [1973] выявили, что нижний слой осадка обогащен окислами Fe; *часто отмечается повышение содержания* Mg и ряда других элементов, что связывается с гидротермальными и контактовыми явлениями на границе с базальтом. Вероятно, это и обусловливает образование палыгорскита.

Изучение глинистых минералов в кернах глубоководного бурения позволяет получить данные о возможности преобразования глинистых минералов в процессе диагенеза. С этой точки зрения Дж.Хейсом [Hayes, 1973] были изучены колонки по северо-восточному побережью океана. Процесс диагенеза предполагался прежде всего потому, что здесь находится зона погружения океанской плиты, а следовательно, более глубокое захоронение осадка. Ожидалось, что в случае диагенеза осадка с глубиной происходит увеличение иллитовых слоев в смешанослойном образовании монтмориллонит - иллит. Фактически в колонках 174, 175 и 176 отмечено обратное, т.е. уменьшение слоев иллита с глубиной. Дж.Хейс объясняет это тем,

что захоронение этих осадков происходило не глубже 3000 м, что недостаточно для низкотемпературного диагенеза. В Мексиканском заливе, например, согласно Эд.Перри и Дж.Хаверу [Perry, Hower, 1970], превращение монтмориллонита в слюду начинается с глубины захоронения не выше 2000 м. Дж.Хейс отметил также интересную закономерность в изменении состава расширяющихся минералов с глубиной колонки. Если в верхних слоях преобладали вермикулитподобные слои, образованные по биотиту, то глубже они сменялись низкозарядными минералами монтмориллонитового типа, указывающими на образование их по вулканическому стеклу. В восточной экваториальной зоне Тихого океана [Initial..., 1973, vol. 16] (колонки 155–163) И.Земмелс [Zemmels et al., 1973] отмечал высокую степень диагенетической активности, доказывая это присутствием в осадках клиноптилолита, пирита, кристобалита, барита. По его мнению, монтмориллонит в этих кернах превращается в слюду, что объясняет необычайно высокие ее концентрации в нижних слоях. Однако эта точка зрения не подтверждается фактическими данными: содержание слюды, как правило, не увеличивается. В западной части Тихого океана Х.Окада и К.Томуда [Okada, Tomuda, 1973] отмечали изменение в типах монтмориллонита по содержанию межслоевой воды: один слой – в верхних слоях и два слоя – в нижних, смешанные – в промежутке. Автором этой статьи по 6-му этапу работ не установлено какое-либо направленное изменение глинистых минералов в глубь колонок. Итак, состав высокодисперсных минералов в кернах глубоководного бурения определяется в основном их происхождением, процессы диагенеза в виде иллитизации глин четко не установлены. Возможно, немалую роль в преобразовании минералов играют гидротермальные процессы, особенно в нижней части разрезов ряда скважин, заканчивающихся базальтом и находящихся близ центров расширения.

## Результаты исследований

Для четырех основных групп глинистых минералов (иллит, хлорит, монтмориллонит, каолинит) составлены схемы их распределения по вскрытым осадочным толщам от эоцена до плейстоцена. К сожалению, имеются данные не для всех частей Тихого океана, поэтому карты получились фрагментарными. Они составлялись на основании усредненных данных для всех горизонтов данного возраста.

Концентрации иллита (гидрослюды) в осадках эоцена (рис. 1, *а*) очень резко колеблются от горизонта к горизонту, что, очевидно, связано с тектоническими смещениями и вулканизмом. Картина распределения минерала показывает, что в эоцене он не играл существенной роли. Некоторое обогащение осадков иллитом отмечается в северной части Тихого океана с максимумами у восточного и западного берегов, что, очевидно, обусловлено близостью к источникам поступления.

Обогащение осадков иллитом в Тихом океане южнее экватора могло быть связано с тем, что в это время, судя по данным палео-

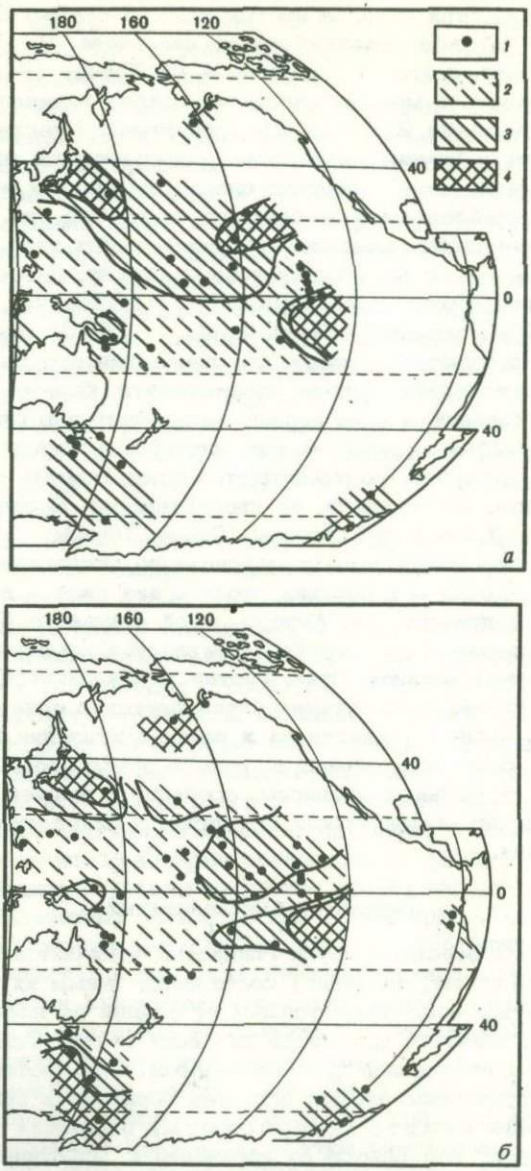



Рис. 1. Распределение иллита во фракции < 2 мкм осадков эоцена (*а*), олигоцена (*б*), миоцена (*в*), плиоцена (*г*), плейстоцена (*д*)

*1* – скважины бурения; содержание иллита, %: *2* – < 10, *3* – 10–30, *4* – > 30

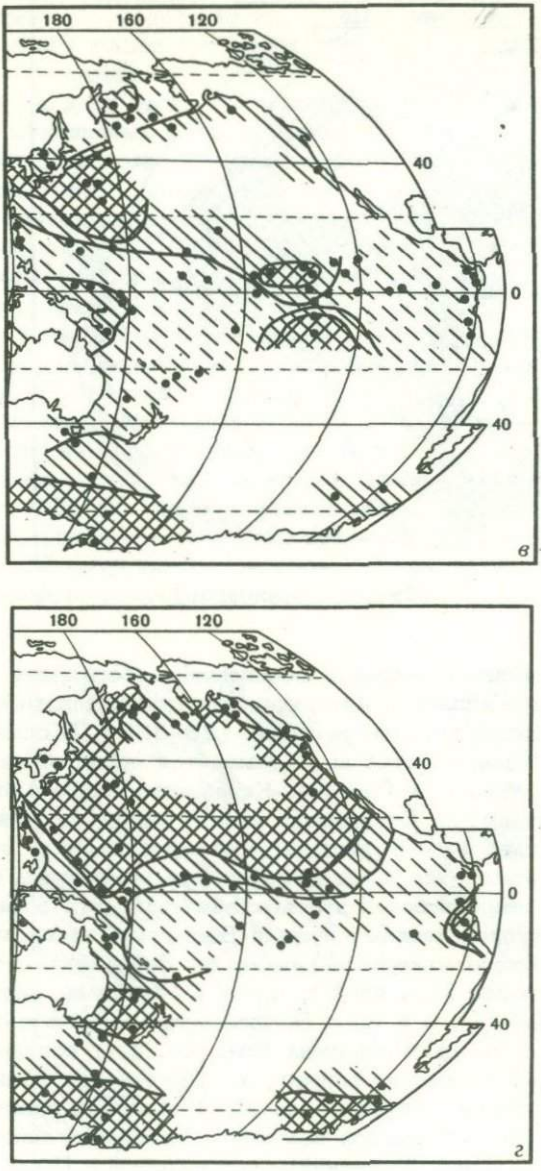



Рис. 1 (продолжение)

географических реконструкций, Северная и Южная Америка была разделена проливом, так что часть материала переносилась течениями из Атлантического океана. В осадках олигоцена (см. рис. 1, *б*) также отмечается колебание концентраций минерала от горизонта к горизонту (0–40%). В целом же картина распределения иллита близка

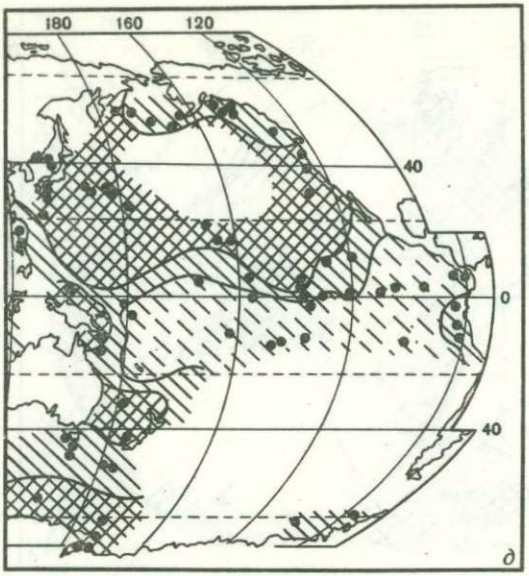



Рис.•1 (окончание)

к предыдущей: основные ареалы обеднения и обогащения сохраняются. Концентрация иллита в Антарктическом бассейне между Австралией и Антарктидой заметно возросла (25–35%). В осадках миоцена (см. рис. 1,*в*) более четко вырисовывается ареал обогащения минералом, примыкающий к Восточно-Китайскому морю и Японии, а границы его расширяются. Содержание иллита вдоль побережья Северной Америки колеблется в пределах всего 6–16%, т.е. очень низкое. Интересно отметить, что приэкваториальные максимумы отделены от побережий Америки зоной нулевых значений. Эта зона находилась под влиянием вулканических излияний Восточно-Тихоокеанского поднятия и аутигенного минералообразования. В Антарктическом бассейне южнее Австралии роль иллита, как и в олигоцене, остается значительной (20–40%), а в море Беллинсгаузена значительно меньшей (6–14%). В осадках плиоцена (см. рис. 1,*г*) содержание иллита в Тихом океане заметно возрастает. Выделяется обширное поле высоких концентраций минерала (до 52%) севернее экватора, в том числе и у побережий Северной Америки. Появляется максимум между Австралией и Новой Зеландией и сохраняется в Приантарктическом районе. В осадках плейстоцена (см. рис. 1, *д*) картина распределения иллита в основном сохраняется. Общая концентрация минерала по северо-восточной окраине Тихого океана, в Тасмановом море и в Антарктическом районе Южнее Австралии возрастает.

В целом в изученном интервале времени наблюдается возрастание концентраций иллита от эоцена до плейстоцена по северо-западной и северо-восточной окраинам Тихого океана. Близкая к совре-

менной картина распределения иллита сформировалась в плиоцене. Близ Антарктиды южнее Австралии современная картина вырисовывается уже в миоцене.

Хлорит не дает столь высоких концентраций, как иллит. В осадках эоцена в обширных областях он не установлен (рис. 2, *а*). Незначительное количество этого минерала (> 10%) отмечается в северной части Тихого океана, очевидно, оно связано с источниками выноса из Северной Америки. Незначительные концентрации южнее Австралии обусловлены, вероятно, выносами из Антарктиды. В осадках олигоцена (см. рис. 2, *б*) и миоцена (см. рис. 2, *в*) картина распределения хлорита в Тихом океане в целом сохраняется, но во втором случае более четко вырисовывается северный и северо-восточный максимумы благодаря большому количеству данных. В осадках плиоцена и плейстоцена (см.рис.2, *г*, *д*) хлорит еще более явно тяготеет к северо-восточному побережью.

Каолинит не играет существенной роли в осадках Тихого океана. В осадках эоцена (рис. 3, *а*) этот минерал составляет в ряде точек менее 10% или не обнаружен вообще.

В осадках олигоцена (см. рис. 3, *б*) картина распределения минерала в целом сохраняется, несколько большие концентрации найдены в отдельных точках экваториальной области и близ Антарктиды.

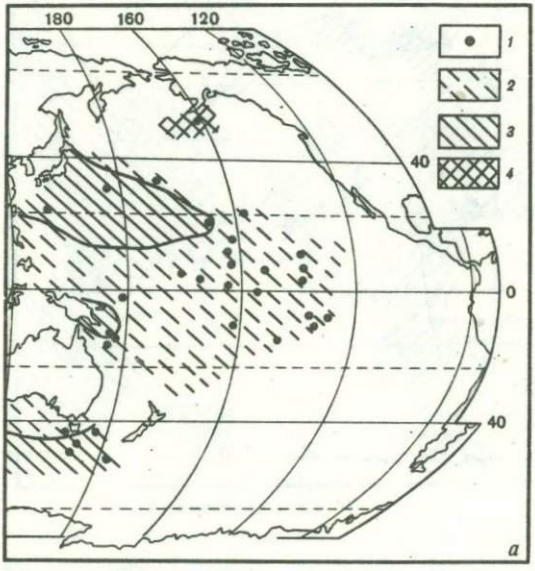



Рис. 2. Распределение хлорита во фракции <2 мкм осадков эоцена (*а*), олигоцена (*б*), миоцена (*в*), плиоцена (*г*), плейстоцена (*д*)
*1* – скважины бурения; содержание хлорита, %: *2* – нет, *3* – 10, *4* – >10

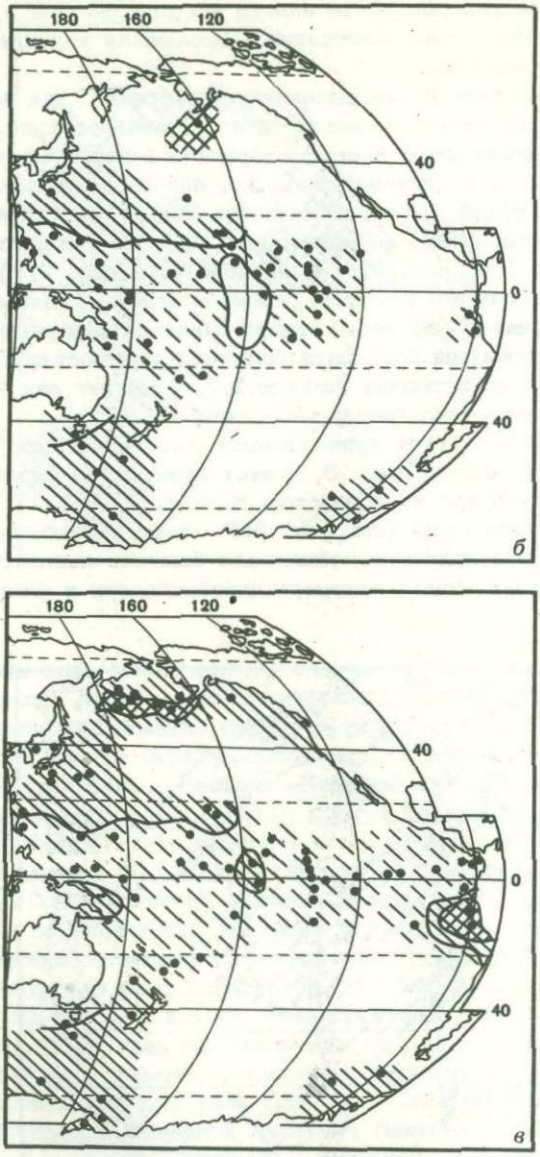



Рис. 2 (продолжение)

В осадках миоцена (см. рис. 3, *в*) более четко выделяется область обогащения в районе экватора, близ Японских островов и Новой Зеландии, очевидно обусловленная соответствующими источниками выноса каолинита. В осадках плиоцена и плейстоцена (см. рис. 3, *г*, *д*) картина распределения каолинита сохраняется, а области обогащения минералом расширяются.

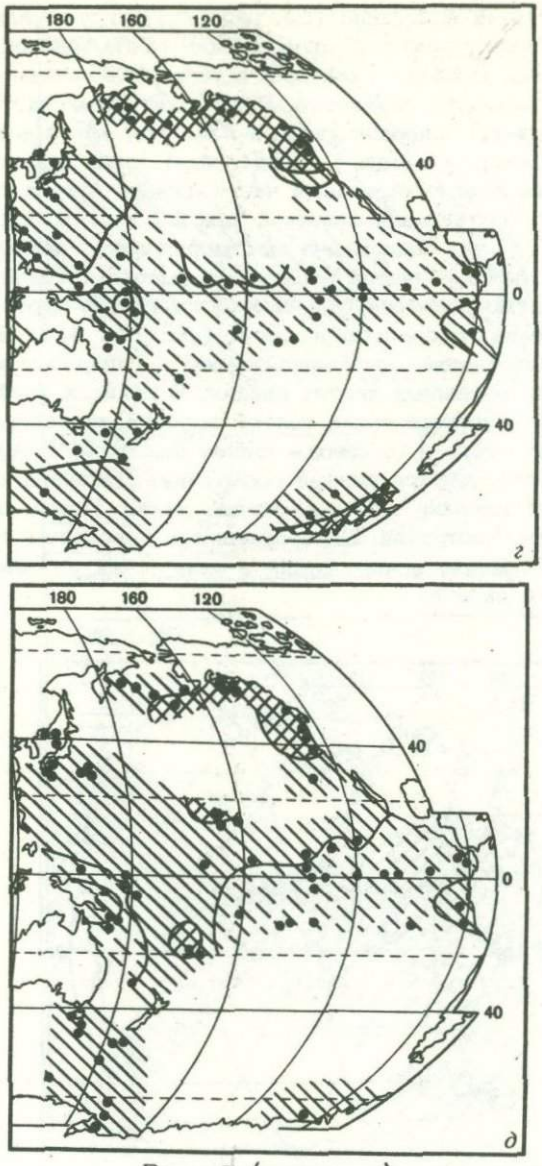



Рис. 2 (окончание)

Монтмориллонит обычно преобладает в тех районах океана, где иллит резко подавлен. Для осадков эоцена (рис. 4, *а*) при колебании концентраций от горизонта к горизонту в целом содержание монтмориллонита высокое (> 50%) почти во всех изученных точках, особенно в центральных частях океана. Только в западной окраинной части и южнее Австралии его концентрации несколько сни-

жаются. В осадках олигоцена (см. рис. 4, *б*) в центральных частях океана сохраняются высокие концентрации монтмориллонита. Только севернее Японии и южнее экватора, в районах обогащения иллитом, роль монтмориллонита снижается. В юго-восточной части Тихого океана содержание минерала столь же высоко, как и в центральных районах. В осадках миоцена (см. рис. 4, *в*) поле высоких концентраций минерала в экваториальной части Тихого океана сужается за счет усиления поступления иллита с юга и с севера. Близ Антарктиды южнее Австралии содержание монтмориллонита падает, а в юго-восточной части сохраняется достаточно высоким. Значительные концентрации монтмориллонита отмечаются по северо-восточной окраине Тихого океана. В осадках плиоцена (см. рис. 4, *г*) отмечается еще большее обеднение монтмориллонитом к северу от экватора в центральных и окраинных частях океана. В осадках плейстоцена (см. рис. 4, *д*) остается узкая полоса высоких концентраций минерала в районе экватора и средних – южнее экватора. В Антарктическом бассейне отмечаются разные содержания минерала в разных районах. Более высокие в юго-восточной части Тихого океана и низкие – южнее Австралии. По сравнению с плиоценом отмечается дальнейшее понижение концентраций в ряде точек по северо-восточной окраине Тихого океана.

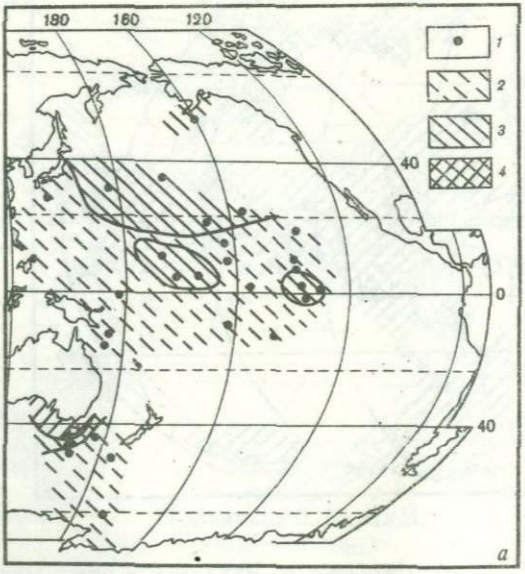
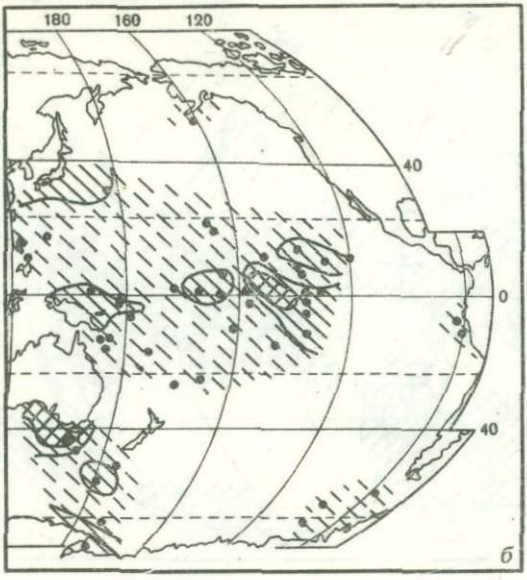



Рис. 3. Распределение каолинита во фракции <2 мкм осадков эоцена (*а*), олигоцена (*б*), миоцена (*в*), плиоцена (*г*), плейстоцена (*д*)

*1* – скважины бурения; содержание каолинита, %: *2* – нет, *3* – 10, *4* – >10



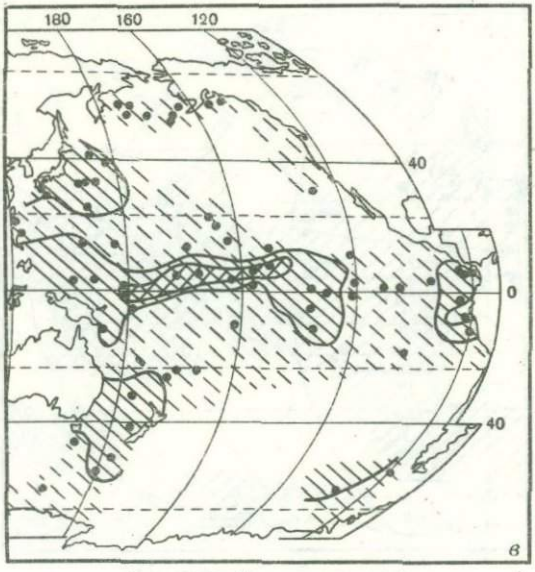




Рис. 3 (продолжение)

Палыгорскит в Тихом океане в осадках молодого возраста в заметных количествах не был найден. Он отмечен только в двух точках осадков раннего миоцена. Высокие концентрации этого минерала обнаружены в осадках мела (до 60%). Выделены обширные поля присутствия полыгорскита в центральной части северной половины

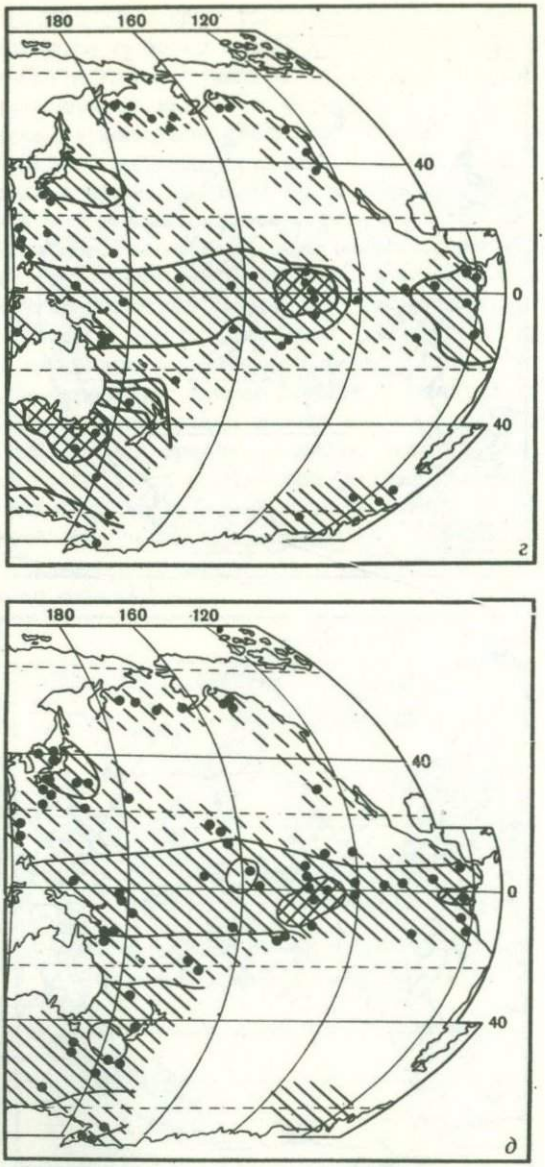



Рис. 3 (окончание)

океана и на плато Шатского (рис. 5). В южной половине океана изучен только один горизонт мелового возраста, и палыгорскит там не найден. Содержание этого минерала обычно колеблется от горизонта к горизонту. Он встречается в любом типе осадка, чаще одновременно со слюдой и при отсутствии монтмориллонита. Наличие палыгорскита свидетельствует об особых условиях осадкообразования в мелу,

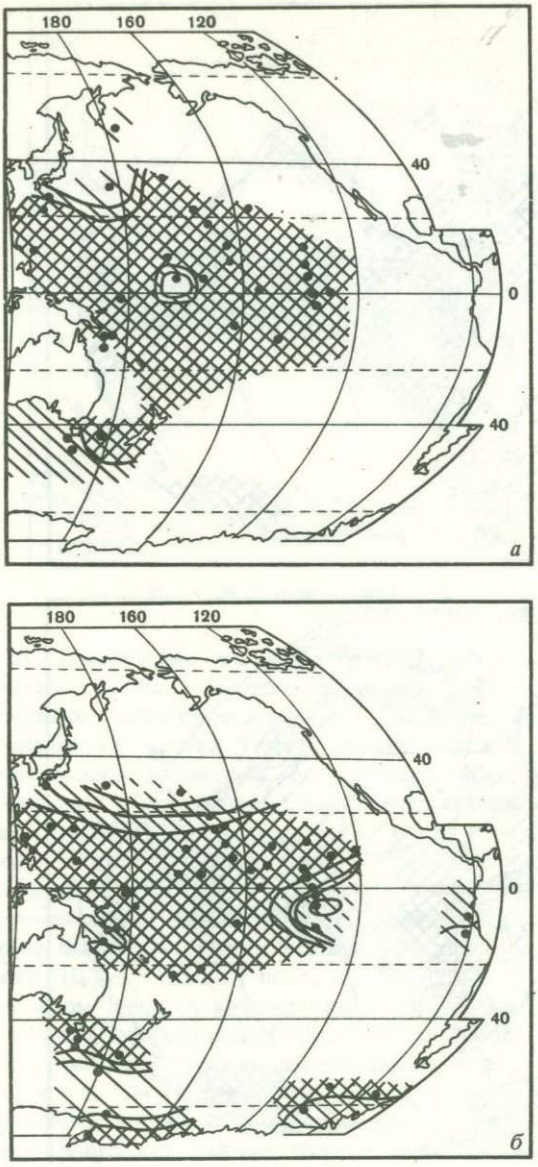



Рис. 4. Распределение монтмориллонита во фракции < 2 мкм осадков эоцена (*а*), олигоцена (*б*), миоцена (*в*), плиоцена (*г*), плейстоцена (*д*)

*1* – скважины бурения; содержание монтмориллонита, %: *2* – 10, *3* – 10–30, *4* – 30–50, *5* – >50

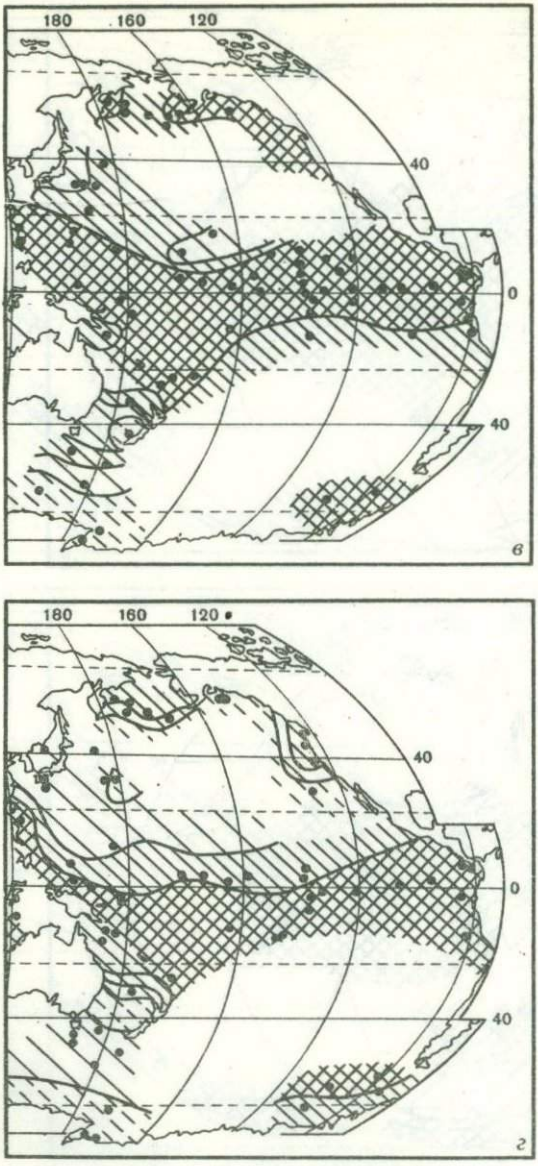



Рис. 4 (продолжение)

которые отличались поступлением высоких концентраций Mg. Этот минерал мог бы образоваться в условиях мелководного бассейна при повышенной его солености, однако данных о более высокой солености океана в мелу нет. Более вероятно аутигенно-эпигенетическое его образование. Хорошая сохранность кристаллов палыгорскита, установленная в осадках на плато Шатского, говорит во всяком случае об их

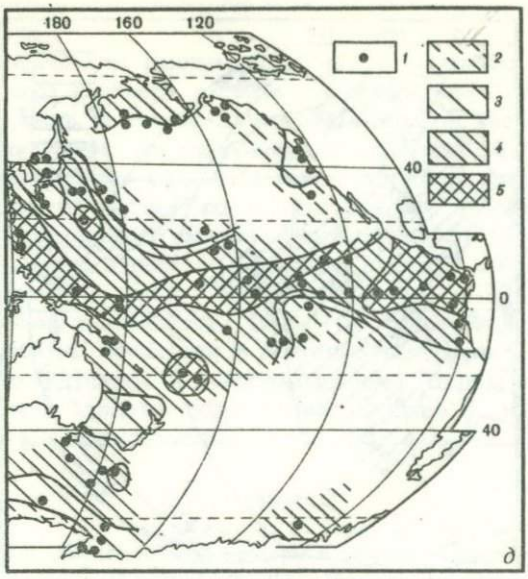



Рис. 4 (окончание)

аутигенности [Горбунова, 1972], так как известно, что минерал этот в процессе переноса быстро разрушается.

Таким образом, минералогия глин в скважинах глубоководного бурения в окраинных частях Тихого океана показывает, что роль терригенного выноса возрастала по мере перехода от древних к современным осадкам. Содержание терригенных глинистых минералов (гидрослюда, хлорит, каолинит) заметно выше в верхних осадочных толщах, чем в нижележащих за счет уменьшения роли монтмориллонитовых образований.

По северо-западной окраине Тихого океана (Аляска, штат Орегон) эта тенденция была обнаружена в интервале плейстоцен-нижний миоцен. Дж.Хейс [Hayes, 1973] полагал, что глинообразование может быть результатом влияния многих факторов: течений, турбидных потоков, флуктуации вулканической активности, оледенений, изменений уровня моря, степени эрозии и выветривания на континенте, механизма переноса и т.д. Он предложил и тектоническую теорию изменения состава глинистых минералов, наблюдаемых в скважинах бурения. По мере расширения дна океана осадочные толщи, первоначально формирующиеся за счет разложения базальтического материала, попадают в зону влияния суши, поставляющей соответствующие минералы. Тектонический фактор может проявляться и через механизм дифференциации глинистых минералов: хлориты и слюды осаждаются ближе к берегу, чем монтмориллониты.

Эта же тенденция увеличения содержания слюд и хлоритов в более молодых осадках намечается по побережью Японии [Okada, Tomuda, 1973] и в южной части Тихого океана у берегов Новой Гвинеи и в

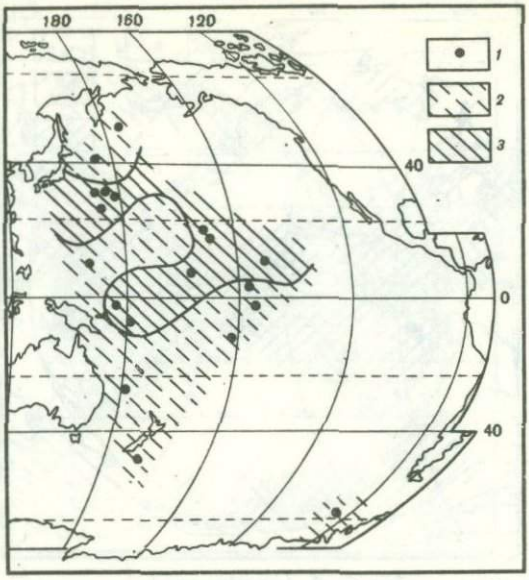



Рис. 5. Распределение палыгорскита во фракции < 2 мкм осадков мелового возраста

*1* – скважины бурения; *2* – не обнаружен; *3* – обнаружен

Тасмановом море [Matti et al., 1973] в плейстоцене–среднем миоцене. В этих частях океана, вероятно, терригенный материал в более древних осадках сильнее разбавлялся продуктами вулканогенной деятельности и связанным с ними монтмориллонитом.

В скважинах, пробуренных в море Беллинсгаузена (35-й рейс судна "Гломар Челленджер") автором выявлена та же закономерность. Палеогеографические реконструкции этого района указывают на смену условий осадконакопления в конце олигоцена и начале миоцена: исчезновение мостов, соединяющих Антарктиду с Австралией и Южной Америкой, появление течений вдоль Антарктиды, понижение уровня океана, оледенение и увеличение эрозии суши. Эти скважины находятся восточнее Восточно-Тихоокеанского поднятия и, вероятно, для объяснения изменения минералогии глин здесь также можно привлечь тектоническую теорию о расширении дна океанов. Кроме того, в низах скважин в море Беллинсгаузена имеются следы гидротермальной деятельности, которая, очевидно, способствовала увеличению окристаллизованности монтмориллонита.

М.Джекобс [Jacobs,1973], оценивая свои результаты изучения глинистых минералов в нескольких колонках из осадков Южного моря, связал найденные закономерности с появлением ледникового щита в конце олигоцена и последующим его расширением. Он полагал, что в результате похолодания осуществлялся вынос невыветрелых ми-

нералов и подавление аутигенного монтмориллонита, преобладающего в низах колонок.

По литологическим данным установлено смещение древней экваториальной зоны к северу в связи с раздвижением дна океана. Вероятно, этот факт, а также смещение материков нашли отражение в распределении глинистых минералов на экваторе. Кроме того, в эоцене на распределение слюды (и менее четко каолинита) в северной половине открытой части Тихого океана могло оказать влияние течение из Атлантического океана. Оно переносило соответствующие минералы в период отделения Северной Америки от Южной.

В ряде скважин, заканчивающихся в базальте, найдены следы гидротермальной деятельности (барит и железомарганцевые гидроокислы). Особенно четки они в восточно-экваториальной зоне океана, на плато Шатского и в Южном океане. Гидротермальная деятельность могла оказать существенное влияние на накопление монтмориллонита и палыгорскита.

## ЛИТЕРАТУРА


Горбунова З.Н. Палыгорскиты из кернов глубоководного бурения в Тихом океане. – ДАН СССР, 1972, т. 207, № 2.

Горбунова З.Н. Состав глинистых минералов, гидротермально измененных и смежных с ними осадков дна Южной котловины Тихого океана. – Океанология, 1974, т. 14, вып. 1.

Ерощев-Шак В.А. Каолинит в осадках Атлантического океана. – ДАН СССР, 1961а, т. 137, № 3.

Ерощев-Шак В.А. Иллит в осадках Атлантического океана. – ДАН СССР, 1961б, т. 137, № 4.

Лисицын А.П., Фишер А., Хизен Б. и др. Геохимия и литология кернов бурения дна Тихого океана. – В кн.: Доклады I Междунар. геохим. конгр., 1973, т. 4, кн. 1.

Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын А.П., Носов Г.И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. – Океанол. исслед., 1968, № 18.

Серова В.В., Лисицын А.П., Мурдмаа И.О. Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов. – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Т., Маракуев В.В. Донные отложения и вулканические породы полигона в Южной котловине Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.

Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sey sediments fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent seans and ocean. – Techn. Rep., 1964, N 8.

Bonatti E., Joensuu O. Palygorskite from Atlantic deep-sea sediments. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, vol. 48, N 1.

Bostrom K., Peterson M.N.A. The origin of aluminum-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow of the east Pacific rise. – Mar. Geol., 1969, vol. 7, N 5.

Griffin J.J., Windom H., Goldberg E.D. The distribution of clay minerals in the World ocean. – Deep-Sea Res., 1968, N 15.

Hayes J.B. Clay petrology of mudstones. – Initial reports of the DSDP, 1973, vol. 18.
Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project (DSDP), 1970–1976, vol. 5–35.
Jacobs M.V. Clay mineral changes in Atlantic deep-sea sediments and cenozoic climatic events. – Sedimen. Petrol., 1973, vol. 44, N 4.
Matti J.S., Zemmels J., Cook H.E. Mineralogy and mineralogic trends in sediments from the Tasman and Coral seas. – Initial reports of the DSDP, 1973, vol. 21.
Okada H., Tomuda K. Clay mineralogy of deep-sea sediments in northwestern Pacific. – Initial reports of the DSDP, 1973, vol. 20.
Oinuma K., Kobayashi K. Problems of rapid clay mineralogical analysis of sedimentary rocks. – Clay Science, 1961, vol. 1, N 12.
Perry Ed., Hower J. Burial diagenesis of Gulf coast pelitic sediments. – Clay and clay miner., 1970, N 18.
Peterson M.N.A., Edgar N.T., Von der Borch, Rex R.V. Cruise leg summary and discussion. – Initial reports of the DSDP, 1970, vol. 2.
Rex R.W., Goldberg E.D. Eolian materials in marine sediments. – The sea. Phys. oceanogr., 1962, vol. 1.
Rex R.W., Murray B. X-ray mineralogy studies. – Initial reports of the DSDP, 1970, vol. 4, N 3.
Reynolds R.S. Jr., Hower J. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. – Clays and clay miner., 1970, vol. 18, N 1.
Zemmels I., Harry E., Cook H.E. X-ray mineralogy of sediments from the central Pacific ocean. – Initial reports of the DSDP, 1973, vol. 17.

УДК 551.46.8:551.79

*М. С. БАРАШ*

# ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ОКЕАНОВ И НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеотемпературы в морской геологии – это температуры водной среды геологического прошлого, температуры поверхностных и глубинных вод Мирового океана. Они являются наряду с палеотечениями важнейшими элементами морской палеогеографии.

## Палеоклиматический анализ

Первый шаг к познанию палеотемператур океана был сделан при исследовании колонок осадков из экваториальной части Атлантического океана, собранных в 1925–1927 гг. на нис "Метеор". Эти колонки, не превышавшие по длине 1 м, были подвергнуты всесторонним исследованиям, в частности микропалеонтологическому анализу [Schott, 1935]. В. Шотт обнаружил, что под верхним слоем осадков, содержащим многочисленные раковины тропического вида *Globorotalia menardii*, располагается слой, не содержащий раковин

этого вида. В. Шотт предположил, что верхний слой соответствует известному по исследованиям "сухопутных" геологов теплому послеледниковому времени – голоцену, а лежащий под ним слой – последней ледниковой эпохе – вюрму, по альпийской шкале. В наиболее длинных колонках был обнаружен еще один слой с раковинами *Gr. menardii*, который В. Шотт синхронизировал с предпоследней теплой эпохой – межледниковьем или межстадиалом. Таким образом, было установлено, что океанические осадки содержат летопись климатических изменений, которые могут быть выявлены несложными микропалеонтологическими методами.

Предпосылкой для построений В. Шотта послужили данные об экологии планктонных фораминифер, накопленные при обработке коллекций океанографических экспедиций конца XIX – начала XX вв., начиная со знаменитой экспедиции на судне "Челленджер" и кончая сборами на самом "Метеоре". Этими и последующими работами было установлено, что планктонные фораминиферы населяют главным образом поверхностный слой вод океана – верхние 100–200 м, что некоторые виды – холодноводные и живут преимущественно в водах приполярных и умеренных климатических поясов, другие – тепловодные и населяют воды тропические и экваториальные. Несложные расчеты показали, что достаточно крупные раковины планктонных фораминифер (размер раковин зрелых экземпляров обычно от 0,1 до 1 мм и более) после гибели организмов довольно быстро – от нескольких часов до нескольких суток – падают на дно и переносятся в горизонтальном направлении не далее, чем на несколько десятков миль. Следовательно, при условии хорошей сохранности видовой состав раковин фораминифер на дне отражает условия верхнего слоя воды, а состав фораминифер в том или ином горизонте осадка – условия верхнего слоя воды того времени, когда происходило накопление этого горизонта.

Метод, намеченный В. Шоттом, оказался весьма плодотворным не только в своем первоначальном виде, но и в разных модификациях. Он используется и в настоящее время. Для выделения холодноводных и тепловодных эпох осадконакопления используются количественные соотношения между различными парами видов, например между *Globorotalia menardii* и *Gr. inflata* [Ericson et al., 1961; Boltovskoy, 1973b; и др.], относительное обилие видов или суммы нескольких видов (комплекс *Globigerina rubescens, Globigerinoides tenellus* [Frerichs, 1968]; *Globigerinoides sacculifer* [Herman, 1965]), соотношение между морфологическими вариациями *Globigerina pachyderma* [Ericson, 1959; Caralp, 1971; и др.], *Globorotalia truncatulinoides* [Ericson, Wollin, 1968; Бараш, 1973; и др.]. Использование последнего вида возможно лишь в узких климатических зонах, так как соотношение его лево- и правозавитой разновидностей в зависимости от температуры довольно сложно [Бараш, Блюм, 1974]. Есть указания на связь пористости раковин планктонных фораминифер с климатом [Bé, 1968], отсюда возможность использования пористости как климатического индекса.

Но наиболее точные палеоклиматические кривые, как справедливо показывает Е. Болтовской [Boltovskoy, 1973b], основываются на полном количественном подсчете раковин всех видов планктонных фораминифер. Изменения в соотношении между суммами процентных концентраций комплексов холодноводных и тепловодных видов, прослеженные от образца к образцу по длине колонки, дают представление об относительных колебаниях температуры верхнего слоя воды в районе получения колонки [Phleger et al., 1953; Ericson, Wollin, 1956; Ericson et al., 1964; Schott, 1966; Blackman, Somayajulu, 1966; Caralp, 1968; Morin et al., 1970; Ruddiman, 1971; Leclaire, Vergnaud-Grazzini, 1972; Boltovskoy, 1973a, b; и др.]

Методика построения палеоклиматических кривых осложняется тем, что, несмотря на довольно большое количество фактического материала, до сих пор не выработано достаточно четких представлений о влиянии температуры на распространение планктонных фораминифер. Так, *Globorotalia scitula* Е. Болтовской [Boltovskoy, 1969] включает в умеренно-тепловодный комплекс, А. Бе [Bé, 1969] – в субарктическо-субантарктический, Д. Эриксон [Ericson, 1953] – в холодноводный, Ф. Паркер [Parker, 1960] – в субантарктический, Н.В. Беляева [1961] – в умеренный. Такое же положение и с некоторыми другими видами. Разная оценка "тепловодности" видов объясняется рядом причин, рассмотренных ранее [Бараш, Блюм, 1974]. Какие же виды суммировать как тепловодные и холодноводные?

Для выяснения этого вопроса автором совместно с Н.С. Блюм было исследовано количественное распределение раковин видов планктонных фораминифер более чем в 300 поверхностных пробах осадков Северной и Центральной Атлантики в связи с температурой верхнего слоя воды [Бараш, 1970; Barash, 1971; Бараш, Блюм, 1974]. Район исследования охватил практически весь диапазон среднегодовых температур Атлантического океана – от 5 до 28°. За основной критерий при определении относительной тепловодности видов было принято положение районов их максимальной процентной концентрации в осадке, учитывались также границы ареалов и т.д. В результате этой работы виды были разделены на климатические группы и получен ряд их относительной тепловодности (рис. 1). Поскольку температура влияет на распространение и концентрацию всех видов, колебания соотношений любой пары видов из разных климатических групп, а часто и из одной группы могут дать палеоклиматическую кривую. Эта кривая будет тем более выразительна, чем дальше виды отстоят друг от друга в ряду относительной тепловодности. Если тепловодность морфологических разновидностей одного вида различна, то в ряде случаев возможно использование и их соотношения (лево- и правозавитые *G. pachyderma, Gr. truncatulinoides* и др.).

Для построения палеоклиматических кривых автором был предложен метод "скользящей шкалы" [Бараш, 1971]. Вкратце метод заключается в следующем. При анализе проб из каждой конкретной

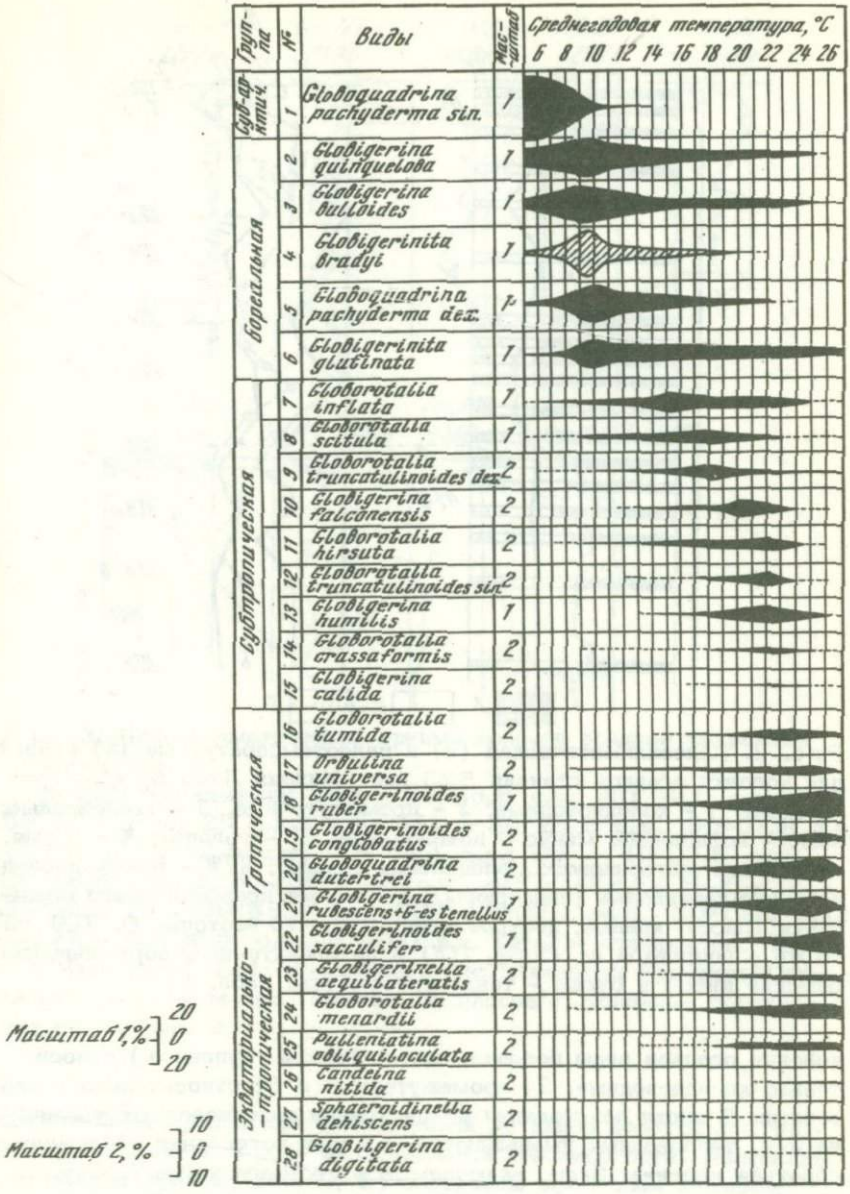



Рис. 1. Распределение видов планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Атлантического океана в зависимости от температуры воды [Бараш, Блюм, 1974]

Толщина линии отражает обилие вида (проценты в масштабах 1 и 2), пунктир – единичные раковины в отдельных пробах; фракции, мм: черное – >0,1, штриховка – >0,05

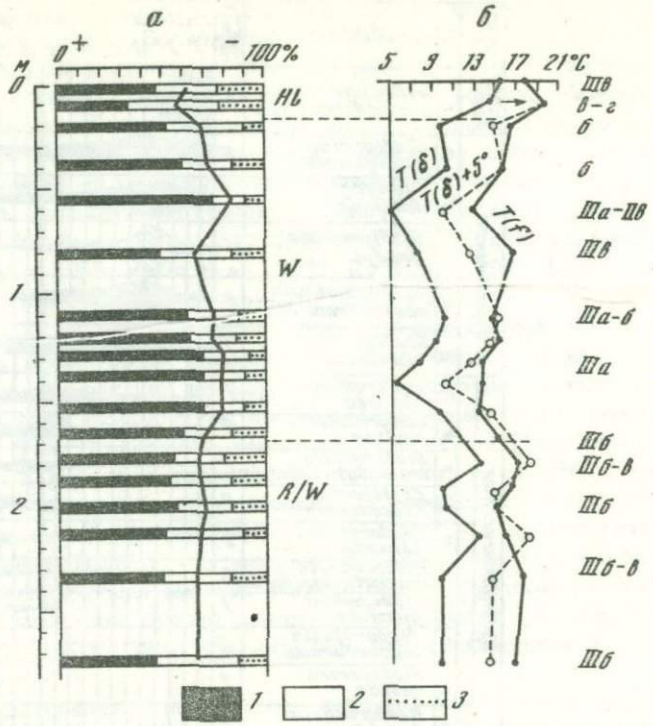



Рис. 2. Палеоклиматическая (*а*) и палеотемпературные (*б*) кривые для колонки осадков станции 523 нис "Михаил Ломоносов"

Виды: *1* – холодноводные, *2* – промежуточные, *3* – тепловодные; плюс – потепление; минус – похолодание; Hl – голоцен; W – время последнего материкового оледенения (вюрм); R/W – время последнего межледниковья (рисс–вюрм); R – время предпоследнего оледенения (рисс); кривые, построенные: $T(\delta)$ – по изотопам O, $T(\delta)$ +5° – то же с поправкой на +5,5°, $T(F)$ – по планктонным фораминиферам; римские цифры и буквы – танатоценозы (см. табл. 1)

колонки осадков виды подразделяются на три группы: 1) относительно холодноводные, 2) промежуточные и 3) относительно тепловодные. В эпохи похолодания концентрации холодноводных увеличиваются, тепловодных уменьшаются, в эпохи потепления наблюдается обратная картина. Виды, включаемые в промежуточную группу, не показывают ясной связи с колебаниями температуры. Важно подчеркнуть, что, за исключением крайних членов температурного ряда (см. рис. 1), все остальные виды могут включаться в разные группы в зависимости от географического положения исследуемой колонки. Так, вид *Globigerinita glutinata*, тепловодный для колонки из района Исландии, рассматривается как холодноводный при анализе колонки из тропического района. Таким образом, группы составляются для каждой конкретной колонки на основании анализа

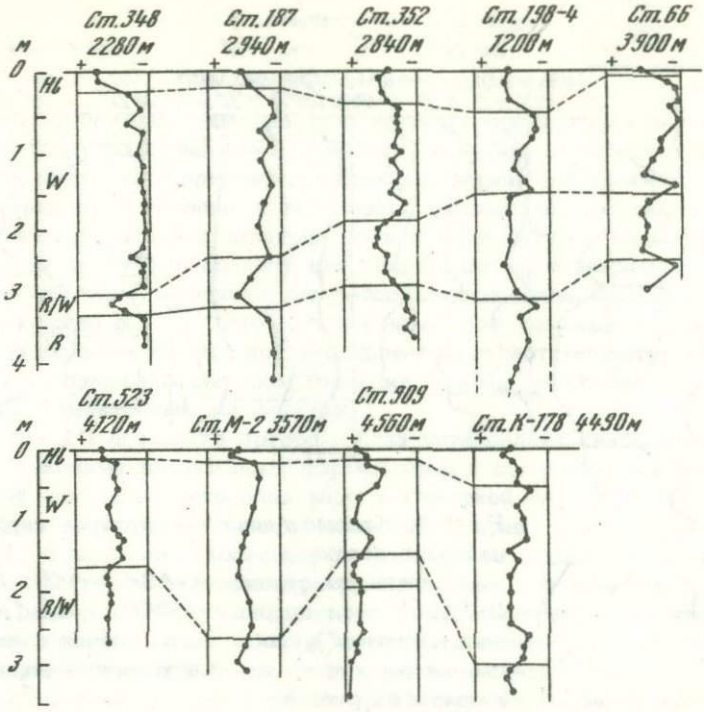



Рис. 3. Палеоклиматические кривые колонок осадков из разных широт океана

Координаты станций: 348 – 63°56,8′ с.ш., 30°02,0′ з.д.; 187 – 56°38,7′ с.ш., 25°52,3′ з.д.; 352 – 56°28,2′ с.ш., 30°07,9′ з.д; 198-4 – 55°42,5′ с.ш., 18°54,1′ з.д.; 66 – 49°03,6′ с.ш., 20°18,4′ з.д.; 523 – 36°24,5′ с.ш., 40°50,0′ з.д.; М-2 – 35°32,0′ с.ш., 29°35,0′ з.д.; 909 – 8°37,1′ ю.ш., 30°12,8′ з.д.; К-178 – 20°00,5′ ю.ш., 5°59,0′ в.д. (М-2 – станция нис "Дмитрий Менделеев", К-178 – станция нис "Академик Курчатов", остальные – станции нис "Михаил Ломоносов"); условные обозначения см. на рис. 2

колебаний их процентных концентраций по длине колонки и с учетом их положения в ряду относительной тепловодности. Палеоклиматические кривые (рис. 2, 3) построены описанным методом.

Подобные исследования осуществляются и по другим группам *мелких организмов, имеющих скелетные элементы, сохраняющиеся* в осадке, и населяющих верхние слои воды. К ним относятся диатомовые водоросли, кокколитофориды, силикофлагелляты, радиолярии.

Кроме микропалеонтологических данных приблизительное представление о колебаниях температуры позволяют получить литологические исследования. Как известно, распространение различных

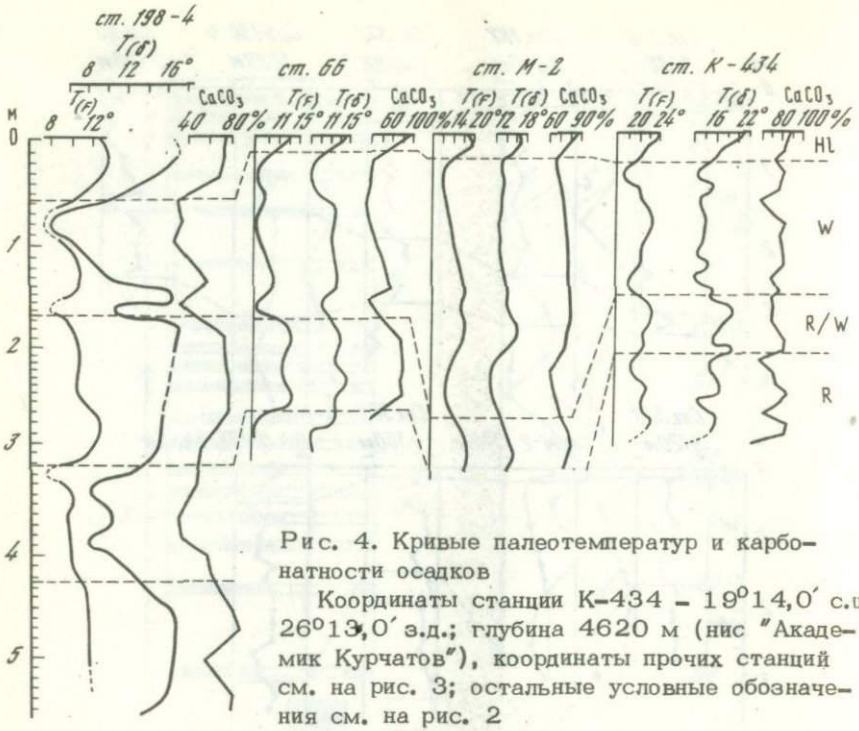



Рис. 4. Кривые палеотемператур и карбонатности осадков

Координаты станции К-434 – 19°14,0′ с.ш., 26°13,0′ з.д.; глубина 4620 м (нис "Академик Курчатов"), координаты прочих станций см. на рис. 3; остальные условные обозначения см. на рис. 2

типов осадков, кроме прочих факторов, обусловлено климатической зональностью [Лисицын, 1974]. Поэтому смена в колонке горизонтов, сложенных разными осадками, может свидетельствовать о колебаниях климата и связанных с этим миграциях климатических зон. Например, в обширных районах Северной Атлантики высококарбонатные фораминиферовые илы голоцена подстилаются терригенными осадками, в формировании которых большую роль играл ледовый разнос времени последнего материкового оледенения.

Несомненна связь карбонатности осадков с температурой верхнего слоя воды. Согласно А. Бе [Bé, 1960b], среднее число фораминифер в 1000 м$^3$ воды в Арктике составляет 67, в Северо-Западной Атлантике – 3400, в Карибском море –7650. В верхнечетвертичных осадках Северной Атлантики колебания карбонатности пропорциональны палеотемпературам [Бараш, 1964; Wiseman, 1959, 1965; Broecker, 1971] (рис. 4). Однако реконструкция палеотемператур по карбонатности осадков, как справедливо указывает Дж. Вайзман, затрудняется тем, что связь между скоростью седиментации карбонатов и температурой часто маскируется размывом тонких фракций $CaCO_3$ на дне и их переносом, а также растворением $CaCO_3$ [Berger, 1968]. Нельзя не учитывать также "разбавляющее" влияние терригенных и вулканических компонентов осадка.

## Палеотемпературный анализ

### *Микропалеонтологический метод*

Поскольку было выяснено, что скелетные элементы планктонных организмов, захороненные в океанских осадках, отражают климатическую обстановку времени осадкообразования, естественно, что были предприняты попытки установить количественную связь между соотношением видов в танатоценозах и температурой воды. Это могло бы послужить основой для построения палеотемпературных кривых, которые, в отличие от палеоклиматических, дающих лишь качественную оценку, отражали бы изменения температуры в градусах. Наибольшие успехи при исследовании палеотемператур микропалеонтологическим методом были достигнуты на основе изучения раковин планктонных фораминифер.

Более 10 лет назад автором была установлена связь между танатоценозами планктонных фораминифер и среднегодовой температурой поверхностного слоя воды в Северной Атлантике от широты Исландии до широты Азорских островов [Бараш, 1964, 1970, 1971]. Сравнение ископаемых танатоценозов с современными позволило построить палеотемпературные кривые для колонок осадков этого района. Точность определения палеотемператур оценивается приблизительно в 1–2°. Позже эта работа совместно с Н.С. Блюм была продолжена для более южных районов океана [Бараш, Блюм, 1975]. В табл. 1 представлено процентное соотношение климатических групп видов планктонных фораминифер в танатоценозах в диапазоне среднегодовых температур поверхностной воды от 4–5 до 26–28°. Эта таблица-ключ использована для палеотемпературного анализа колонок из разных широт Атлантического океана (см. рис. 2, 3). Для этого проведен количественный анализ планктонных фораминифер в образцах из всех литологических горизонтов колонок по методике автора [Бараш, 1970], просуммированы процентные содержания видов по климатическим группам (см. рис. 1) и определены тип и подтип танатоценоза по приведенной табл. 1. Интересно, что типы и подтипы танатоценозов сохраняются даже при частичном растворении раковин, поскольку в каждую климатическую группу входят как виды с легко растворимыми, так и с устойчивыми к растворению раковинами. Растворение происходит более или менее пропорционально, и соотношение между группами сохраняется. Конечно, это явление наблюдается лишь в определенных пределах. Таким образом, палеотемпературный анализ может быть проведен и по колонкам с глубин 4–5 км, где часто наблюдается частичное растворение фораминиферовых комплексов.

Описанный метод дает менее определенные результаты в районах развития мощных меридиональных течений, которые привносят тепловодные виды в холодноводные районы и наоборот. В таких случаях образуются смешанные танатоценозы, требующие тщательного индивидуального изучения. Несомненно, что для палеотемператур-

Таблица 1

Структура танатоценозов планктонных фораминифер в поверхност тура поверхностной воды

| Танатоценоз | | Температура воды, °С | Суммарное содержание видов ладающие виды | |
|---|---|---|---|---|
| тип | подтип | | Субарктическая | Бореальная |
| I. Субарктический | | <8 | >30* | 0–70 |
| | Ia | <4 | >95 | 0–5 |
| | Iб | 4–8 | 30–95 | 5–70 |
| II. Бореальный | | 8–13 | 2–30 | >50 |
| | IIа | 8–10 | 2–30 | >50, *Globigerina quinqueloba* |
| | IIб | 10–11 | 2–30 | >50, *Globigerina bulloides* |
| | IIв | 11–13 | 2–30 | >50, *Globigerinita glutinata* |
| III. Субтропический | | 13–24 | 0–2 | 15–80 |
| | IIIа | 13–15 | 0–2 | 65–80 |
| | IIIб | 15–18 | Единичные | 50–65 |
| | IIIв | 18–20 | 0 | 35–50 |
| | IIIг | 20–22 | 0 | 25–35 |
| | IIIд | 22–24 | 0 | 15–25 |
| IV. Тропический | | >24 | 0 | <15 |
| | IVа | 24–26 | 0 | <15 |
| | IVб | >26 | 0 | <15 |

* *Globigerina pachyderma s.l.* – 60%.

ного анализа колонок осадков других океанов может быть использована эта же или близкая к ней методика. Этот вопрос требует дополнительных исследований.

Разработка методов и палеотемпературный анализ по планктонным фораминиферам успешно осуществляются целым рядом исследователей. Так, Дж. Линтс с соавторами [Lints et al., 1973] по танатоценозам из колонок осадков района Багамских островов опре-



ном слое осадков Атлантического океана и среднегодовая темпера-

| по климатическим группам (в %) и преоб- | | Число видов |
|---|---|---|
| Субтропическая | Тропическая + экваториально-тропическая | |
| 0–5 | 0 | 1–10 |
| 0 | 0 | 1–5 |
| 0–5 | 0 | 5–10 |
| 1–10 | Единичные | 10–12 |
| 1–10 | " | 10–12 |
| 1–10 | " | 10–12 |
| 1–10 | " | 10–12 |
| 10–40 | 0–60 | 12–23 |
| 10–20, *Globorotalia inflata* | 0–10 | 12–15 |
| 20–30 | 10–15 | 15–21 |
| 30–40 | 15–25 | 19–22 |
| 30–40 | 25–45 | 19–23 |
| 25–30 | 45–60 | 23–26 |
| <25 | 60–90 | 18–23 |
| <25 | 60–90, тропические | 20–23 |
| <25 | 60–90, экваториально-тропические | 18–20 |

делили понижение палеотемператур на 3–4°С в течение ледниковых стадий за последние 127 тыс. лет. Дж. Имбри с соавторами [Imbrie, Kipp, 1971; Imbrie et al., 1973] получили очень интересные результаты, исследовав танатоценозы южной части Северной Атлантики. Как и автор настоящей статьи, они выделили несколько танатоценозов, дали оценку разным видам как тепловодным и холодноводным индикаторам. Используя методы математической статистики,

эти исследователи получили фаунистические индексы летней и зимней температур и солености верхнего слоя воды времени накопления осадка. По их данным, повышение температуры в исследованном районе со времени последнего материкового оледенения составляло около $2,2^{\circ}$. Некоторые другие результаты этой работы будут приведены ниже.

### *Изотопный метод*

Палеотермометрия по изотопному составу О подробно рассмотрена в сводной работе Р.В. Тейс и Д.П. Найдина [1973], поэтому можно ограничиться лишь краткими сведениями, необходимыми для понимания метода и его результатов.

Идея использования соотношения изотопов О для установления палеотемператур впервые была предложена Г. Уреем [Urey, 1947]. Он показал, что когда $CaCO_3$ медленно осаждается из водного раствора, происходит небольшое изотопное фракционирование О, которое зависит от температуры. Поэтому температура воды может быть определена измерением величины этого фракционирования. В начале 1950-х годов рядом авторов была разработана методика работы с масс-спектрометром, экстракции $CO_2$ из $CaCO_3$, установлена эмпирическая зависимость между органическим $CaCO_3$ и температурой водной среды.

Для определения температуры измеряется $\delta^{18}O$ образца, которая сравнивается с $\delta^{18}O$ стандарта. Стандартом служит газ $CO_2$, экстрагированный 100%-ной $H_3PO_4$ при $25,2^{\circ}C$, из ростра *Belemnitella americana* из верхнемеловой формации Пиди (Южная Каролина).

$$\delta = 1000\ \frac{^{18}O/^{16}O\,(\text{обр.}) - {}^{18}O/^{16}O\,(\text{станд.})}{^{18}O/^{16}O\,(\text{станд.})}\ ‰.$$

Величина $\delta$ зависит не только от температуры, но и от изотопного состава воды. Установлено эмпирически, что $T = 16,5-4,3\ (\delta - A) + 0,14\ (\delta - A)^2$,

где

$$A = 1000\ \frac{^{18}O/^{16}O_{(w')} - {}^{18}O/^{16}O_{(w)}}{^{18}O/^{16}O}\ ‰,$$

$A$ – поправка для тех случаев, когда изотопный состав воды, в которой отлагался карбонат ($w'$), отличается от состава "средней океанской воды" – стандарта ($w$) [Epstein et al., 1952; и др.].

Использование соотношения изотопов О в органогенном $CaCO_3$ в качестве геологического термометра возможно при выполнении ряда условий. Во-первых, карбонат должен отлагаться организмом в равновесии со средой обитания. Было показано, что целый ряд организмов непригоден для этой цели, например морские ежи, известковые водоросли. Планктонные фораминиферы, по-видимому, удовлетворяют этому условию [Тейс, Найдин, 1973; и др.], хотя ряд авторов полагает, что это не совсем так [Duplessy et al., 1970; и др.]. Кроме того, должен быть известен изотопный состав воды

как среды осадкообразования. Это условие представляет наибольшую сложность, поскольку изотопный состав воды меняется во времени и пространстве. $H_2{}^{16}O$ испаряется легче, чем $H_2{}^{18}O$. Поэтому поверхностные воды тропических и субтропических зон океана обогащаются $^{18}H_2O$ примерно на 1‰. Благодаря прогрессирующей потере тяжелого кислорода при выпадении осадков водяной пар достигает высокоширотных районов *изотопно облегченным. Поэтому* здесь эта поправка отрицательна. Изотопный состав вод морей и океанов отклоняется от "среднего" в результате разбавления водами рек и таяния льдов.

Изотопный состав воды океана изменяется также во времени и составляет около 6,5‰ для всего периода его существования, что не существенно для четвертичного периода [Emiliani, 1955]. Но во время образования четвертичных материковых оледенений, когда около 2,6% всего объема океанической воды ($58 \times 10^6$ км$^3$) испарялось и переходило в состав ледников, отношение $^{18}O/^{16}O$ поднималось на +0,4‰ (средняя $\delta^{18}O$ материковых льдов, по Ц. Эмилиани, составляла 15‰). Для эпох, когда льды полностью таяли, соответствующая поправка составляет – 0,3‰ [Emiliani, 1955].

Используя приведенную эмпирическую формулу и рассчитанные поправки, Ц. Эмилиани провел большое количество палеотемпературных измерений в колонках осадков Карибского моря, Атлантического и Тихого океанов. Эти кривые обнаруживали между собой *большое сходство. Ц. Эмилиани составил обобщенную палеотемпе*ратурную кривую, обоснованную датировками абсолютного возраста (рис. 5). По его данным, колебания температуры верхнего слоя воды в Атлантическом океане и Карибском море в связи с оледенениями достигали амплитуды 6–7° (в тропическом районе от 21–22 до 26–27°). В течение последних 425 тыс. лет выделяются восемь полных циклов продолжительностью в 40–50 тыс. лет. Подобные же исследования проведены в колонках Тихого и Северного Ледовитого океанов [Emiliani, 1967; и др.].

Методика Ц. Эмилиани привлекла многих исследователей разных стран. Т. Оба [Oba, 1969] *определил палеотемпературы в трех ко*лонках осадков Индийского океана. По его данным, амплитуда колебаний составляла здесь около 6°. Известен ряд французских работ по колонкам осадков Атлантики и Средиземного моря [Chenouard et al., 1969; Letolle et al., 1971; Leclaire, Vergnaud-Grazzini, 1972; и др.].

С другой стороны, уже около 20 лет, с момента появления первых работ Ц. Эмилиани по изотопной палеотермометрии, в печати происходит острая полемика по основам его методики и главным выводам. Возражения критиков сводятся к нескольким основным положениям, из которых мы остановимся на двух, имеющих прямое отношение к теме настоящей статьи.

1. Обобщенная палеотемпературная кривая не соответствует кривым, полученным микрофаунистическими методами [Ericson, Wollin, 1956, 1968]. Ц. Эмилиани, в свою очередь, критикует методику этих авторов и приводит данные Л. Лидза [Lidz, 1966] по планк-

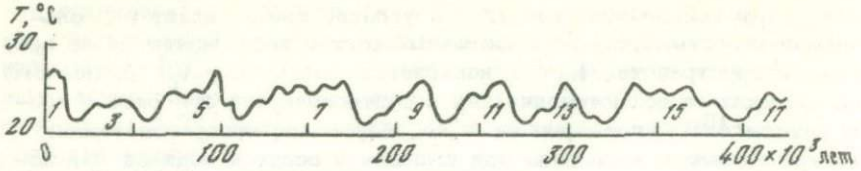



Рис. 5. Обобщенная палеотемпературная кривая для поверхностных вод Карибского моря и низких широт Атлантического океана [Emiliani, 1966]

Введены поправки на изменения изотопного состава воды в связи с образованием материковых оледенений; 1–17 – тепловодные стадии

тонным фораминиферам, полученные по исследованной им колонке, обнаруживающие хорошее соответствие с изотопными определениями. О соответствии данных сообщает также Т. Оба [Oba, 1969]. Об этом же свидетельствуют и данные автора, которые будут приведены ниже.

2. Колебания $\delta$ зависят в основном от колебаний изотопного состава воды в связи с изменениями объема материковых льдов и лишь во вторую очередь от температуры [Olausson, 1965; Shackleton, 1967; Dansgaard, Tauber, 1969; и др.]. Две трети амплитуды колебаний $\delta$ определяются первым фактором и лишь треть – вторым. Авторы исходят при этом из большего, чем принимает Ц. Эмилиани, объема материковых льдов и значительно меньшего содержания в них $^{18}O$. Дансгард и Г. Таубер приводят результаты непосредственного определения $\delta$ в ледовом керне из Гренландии: около $-29\,‰$ в верхней части керна и $-41‰$ в образцах льда времени последнего максимума оледенения около 20–25 тыс. лет назад. Если принять среднюю $\delta^{18}O$ времени оледенения $-30‰$, а объем льдов $47\times10^6$ км$^3$, то следует вводить поправку на $1{,}2‰$, а не $0{,}4‰$, как полагает Ц. Эмилиани [Dansgaard, Tauber, 1969]. Г. Крейг [Craig, 1965], исходя из объема материковых льдов $100\times10^6$ км$^3$ и $\delta^{18}O$ льда $-17‰$, предлагает поправку на $1{,}5‰$. Э. Олауссон [Olausson, 1965] принимает объем льда $65\times10^6$ км$^3$, $\delta^{18}O = -35‰$, отсюда поправка $1{,}7‰$.

Как видно из приведенных значений, эти поправки на изотопный состав воды океана времени оледенения в 3–4 раза больше, чем предлагаемые Ц. Эмилиани, и если считать их справедливыми, то на их долю приходится большая часть или даже вся амплитуда измеряемых в колонках $\delta^{18}O$, а на долю влияния температуры почти ничего не остается. Другими словами, по мнению упомянутых исследователей, колебания температуры были весьма невелики, а измерения $\delta^{18}O$ в органогенном $CaCO_3$ колонок отражают в основном колебания изотопного состава воды, которые происходили в планетарном масштабе и поэтому могут быть использованы для стратиграфической корреляции и некоторых палеогеографических оценок.

Ц. Эмилиани [1970] утверждает, что материковые льды в периоды оледенений накапливались в основном в умеренных широтах, фракционирование O не достигало такой степени, как в Гренландии или в Антарктиде. Средний изотопный состав O льдов Северо-Американского и Европейского ледниковых щитов составлял около −9‰, поэтому в цикле оледенение–межледниковье амплитуда изотопного состава O вод океана была около 0,5‰ и точность обобщенной палеотемпературной кривой, опубликованной автором в 1966 г., не менее 1°C [Emiliani, 1966].

Палеотемпературы придонной воды определялись по донным фораминиферам так же, как палеотемпературы верхнего слоя воды по планктонным. П. Смит и Ц. Эмилиани [Smith, Emiliani, 1968] показали, что изотопные температуры, полученные по представителям нескольких родов донных фораминифер близ берегов Никарагуа (Тихий океан), хорошо совпадают с непосредственно измеренными температурами воды. Комплекс донных фораминифер дал те же результаты, что и отдельные виды на тех же глубинах. Сравнение кривых $\delta^{18}O$ планктонных и донных фораминифер по колонкам показывает, что тенденция изменений $\delta^{18}O$ во времени по обеим группам сходна ([Lidz et al., 1968] – по Карибскому морю, [Oba, 1969] – по Индийскому океану, [Donk, Mathieu, 1969] – по Северному Ледовитому океану, [Emiliani, 1955, 1958; Shackleton, Opdyke, 1973] – по Атлантическому и Тихому океанам). Однако изотопные определения по донным фораминиферам обычно показывают значительно более низкие температуры и меньшую амплитуду колебаний. По данным Ц. Эмилиани, в ледниковые эпохи температура придонной воды экваториальной части Тихого океана была 0,4–2,3°C (в среднем 1,6°), что совпадает с современными значениями, в межледниковья – в среднем 2,4°C. В Атлантическом океане в ледниковые эпохи температура воды была на 2° ниже современной, а в межледниковья – на 2,3° выше, т.е. амплитуда составляла около 4°C.

Однако Дж. Дюплесси с соавторами [Duplessy et al., 1970] приводят данные, свидетельствующие, что различные виды донных фораминифер из одного слоя колонок показывают разную температуру (биологическое фракционирование), что донные фораминиферы обогащены $^{18}O$ по сравнению с планктонными. Как и Н. Шекльтон и Н. Опдайк, они считают, что сходство графиков $\delta^{18}O$ по обеим группам организмов вызвано изменениями не температуры, а изотопного состава воды.

Н. Шекльтон и Н. Опдайк [Shackleton, Opdyke, 1973] детально исследовали колонку осадков длиной более 13 м из экваториальной части Тихого океана. Они проанализировали соотношение изотопов O в раковинах планктонных и донных фораминифер, получили данные по магнитной стратиграфии. На глубине 1200 см колонка прошла границу эпох Брюнес и Матуяма (700 000 лет). Авторы выделили 22 стадии колебаний $\delta^{18}O$, включив в их состав и соответствующие стадии на кривых Ц. Эмилиани. Для датировки стадий,

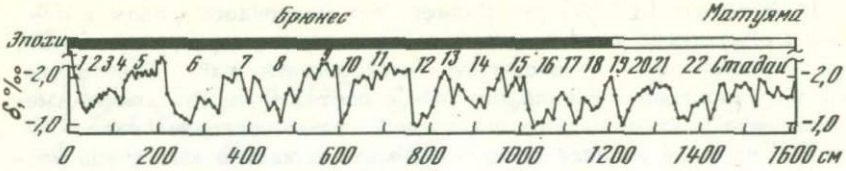



Рис. 6. Кривая колебаний $\delta^{18}O$ в раковинах *Gs. sacculifer* в колонке V 28-238 (Тихий океан) [Shackleton, Opdyke, 1973]

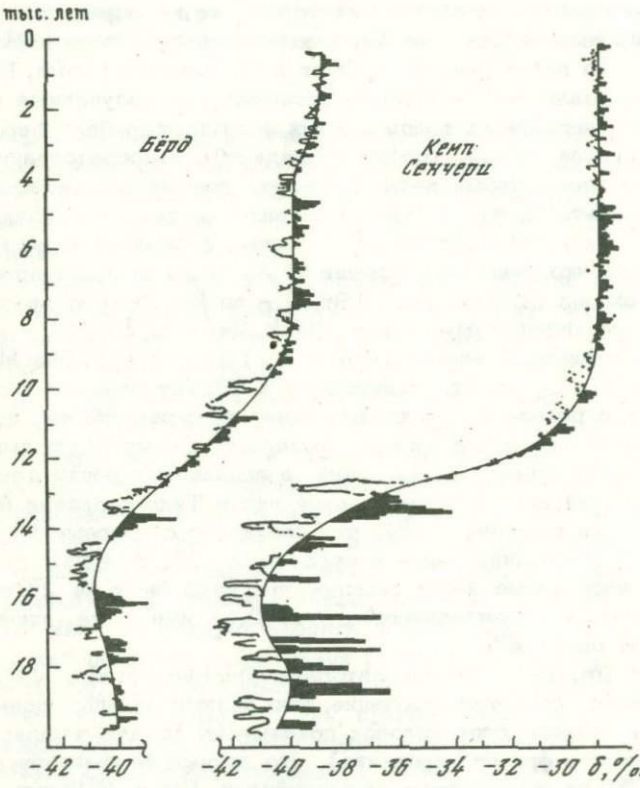



Рис. 7. Колебания $\delta^{18}O$ в ледовых кернах станций Бёрд (Антарктида) и Кемп Сенчери (Гренландия) за 20 тыс. лет [Johnsen et al., 1972]

кроме границы геомагнитных эпох, использовались датировки океанических террас на Барбадосе и Новой Гвинее, новые данные по $^{14}C$ в разрезах европейских Альп и т.п. По мнению авторов, эти 22 стадии охватывают около 870 тыс. лет. Поскольку изменения *изотопного состава воды, связанные с материковыми оледенениями*, во всех океанах происходили синхронно, по $\delta^{18}O$ возможна межокеаническая корреляция осадков. Для этой цели полученная автора-

ми кривая с выделенными 22 стадиями климатических колебаний $\delta^{18}O$, границы между которыми оценены по шкале абсолютного возраста, предлагается как стандартная (рис. 6).

Исследования изотопного состава кислорода в кернах льдов Гренландии и Антарктиды позволяют получать данные, сходные с результатами палеотермометрии океанских осадков. Так как концентрация $^{18}O$ атмосферных осадков определяется температурой их осаждения, то изменение $\delta$ по разрезу должно соответствовать климатическим колебаниям. Голоценовый лед из верхней части скважины Кемп Сенчери (Гренландия) содержит $\delta^{18}O = 29‰$, лед времени последней стадии вюрм–висконсина до $-41‰$ [Dansgaard, Tauber, 1969]. Соответствующие значения для станции Бёрд (Антарктида) составляют $-33‰$ и $-41‰$ [Johnsen et al., 1972] (рис. 7). С. Эпштейн с соавторами [Epstein et al., 1970] полагают, что средние температуры в Антарктиде в висконсине были на 7–8° ниже голоценовых. В течение висконсина выделяются три эпохи потепления.

Исследования ледового керна со станции "Восток" [Барков и др., 1974; Гордиенко, 1974] дали для голоцена среднее $\delta^{18}O = -53,8‰$, для верхнего плейстоцена $-58,7‰$. Это различие соответствует перепаду температуры в 5–6°. Амплитуда сдвига на станции "Восток" оказалась меньше (5‰), что, как считает Ф.Г. Гордиенко, связано со сравнительно малой изменчивостью климата центральных районов Антарктического щита. Кроме того, эта величина отражает собственно температурные изменения, тогда как на величины изотопного сдвига в Западной Антарктиде и Гренландии дополнительно влияла высота поверхности ледника.

Изотопные измерения ледовых кернов показывают хорошее совпадение основных черт колебаний $\delta^{18}O$, что, как и данные по колонкам осадков из разных океанов, свидетельствует о синхронности крупных климатических колебаний, об их глобальном характере.

## Сравнение микропалеонтологического и изотопного методов

Поскольку оба рассмотренных метода дают независимые результаты, а изотопный метод подвергается резкой критике, большой интерес представляет сравнение их результатов. То, что изотопный метод показывает пониженные палеотемпературы для горизонтов с более холодноводной фауной и наоборот, не вызывает сомнений. Об этом говорилось выше. Но насколько можно доверять абсолютным значениям палеотемператур?

Детальное сравнение результатов обоих методов проведено в работе Дж. Имбри с соавторами [Imbrie et al., 1973]. Точность примененного авторами микропалеонтологического метода составляет (в %): для летних палеотемператур – 3 (2,2°), для зимних – 4 (2°), для солености – 9 (7‰). Изотопные палеотемпературы рассчитывались по среднегодовому комплексу, поэтому для срав-

Таблица 2

Сравнение результатов микропалеонтологического и изотопного методов палеотемпературного анализа

| Колонка | Температура, °C | | | | | Амплитуда колебаний, °C | | Разница в оценке экстремумов $T(F) - T(\delta)$, °C | | Разница амплитуд $\Delta T(\delta) - \Delta T(F)$, °C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | современная | минимальная | | максимальная | | | | | | |
| | | $T(\delta)$ | $T(F)$ | $T(\delta)$ | $T(F)$ | $\Delta T(\delta)$ | $\Delta T(F)$ | холода | тепла | |
| 198-4 | 12,5 | 3,6-7,7 | 6-7 | 14-16,9 | 12-13 | 13,3 | 6 | +4 | -(1-4) | 6 |
| 66 | 13-14 | 7-8 | 7-8 | 14-15 | 13-15 | 7 | 7 | 0 | -1-0 | 0-1 |
| 523 | 18 | 5 (8)* | 13 | 14-15 (17-18)* | 20 | 9-10 | 7 | +8 (+5)* | +(5-6) (+2,3)* | 2-3 |
| М-2 | 17-18 | 10-12 | 14 | 16-17 | 17-20 | 6-7 | 6 | +(2-4) | +(1-3) | 0-1 |
| К-434 | 23 | 11,3 | 17 | 21,3 | 23 | 10 | 6 | +5,7 | +(1-2) | 4 |

*Вариант пересчета по кривой Т. Оба [Oba, 1969].

Примечание. Оценка температуры: $T(\delta)$ – изотопным методом, $T(F)$ – микропалеонтологическим методом.

нения брались также среднегодовые "микропалеонтологические" температуры, рассчитанные по летним и зимним. В полученные значения изотопных палеотемператур вводилась поправка на +1,03‰ на современный водный фон. На двух уровнях колонки, соответствующих времени оледенения, различие изотопных и "микропалеонтологических" палеотемператур достигает 8°. Повышение среднегодовой температуры воды со времени оледенения составляет по фораминиферам 2,2°, а по кислороду около 11°. Авторы полагают, что до 80% (1,8‰) колебаний $\delta^{18}O$ обусловлено колебаниями изотопного состава воды, связанными, с одной стороны, с изменениями в соотношении атмосферных осадков и испарения, а с другой – гляциоэвстатическим эффектом. Влияние последнего – около 62% (1,4‰).

Автором этого сообщения также проводилось сравнение результатов двух методов [Бараш, Громова, 1969; Бараш и др., 1973]. Важно отметить, что оба метода применялись в оригинальных модификациях, поэтому, возможно, их результаты отличаются от получаемых другими исследователями. О нашем методе реконструкции палеотемператур по планктонным фораминиферам говорилось выше. Отличие же изотопной палеотермометрии состоит в следующем.

Согласно Ц. Эмилиани, $\delta^{18}O$ определяется по раковинам одного из массовых видов, отобранных из комплекса. Обычно для этой цели используются *Globigerinoides sacculifer* или *Gs. ruber*. Параллельные анализы, проведенные по разным видам, дают несколько различные результаты, объясняемые обычно накоплением основной массы $CaCO_3$ на разных глубинах. При этом не учитывается то обстоятельство, что виды характеризуются различной "тепловодностью" и, как впервые показал А. Бе [Bé, 1960b], существует сезонная частичная смена видового состава планктонных фораминифер. Одни виды преобладают в планктоне зимой, другие летом и т.д. Поэтому изотопный состав раковин разных видов отражает температуру воды различных сезонов. Это явление происходит, по-видимому, не только в районах с резкой сезонной сменой температур, но в меньшей степени в любом районе океана.

При оценке температурных условий геологического прошлого наиболее удобно оперировать не сезонными, а среднегодовыми температурами. Их отражает изотопный состав О раковин всего комплекса планктонных фораминифер, отложенных в данном месте. Этот комплекс содержит как раковины видов, обильных здесь в планктоне в летне-осеннее время, так и раковины видов, преобладающих зимой и весной. Виды с сильно развитым кристаллическим слоем, дающие заниженные значения температуры, в образцах нормальной сохранности составляют лишь незначительную часть комплекса, и их влиянием можно пренебречь, поэтому нами определялась $\delta^{18}O$ в полном комплексе планктонных фораминифер (использовалась фракция более 0,1 мм).

Результаты палеотемпературных измерений в нескольких колонках осадков из различных широт Атлантического океана приведены на рис. 2,*б*, 4. Изотопные палеотемпературы рассчитывались по формулам Г. Крейга [Craig, 1965], С. Эпштейна с соавторами [Epstein et al., 1953] и кривой Т. Оба [Oba, 1969]. В последнем случае они показывают значительно большее сходство с результатами

фораминиферового анализа (станции 66, М-2, К-434). Поправок на изотопный фон не вводилось из-за их неопределенности. Сравнение результатов двух методов приведено в табл. 2.

Разница в оценках палеотемператур минимальна для колонки станции 66 из Европейской котловины, где она не превышает 1° (без введения поправок!), и максимальна для колонки станции 523 из Северо-Американской котловины – до 8° при пересчетах по Р.В. Тейс и до 5° при пересчетах по Т. Оба. Почти во всех случаях микрофаунистические палеотемпературы выше, чем изотопные. Это объясняется тем, что использование танатоценозов фораминифер предусматривает получение температуры поверхностной воды, а изотопный анализ дает средневзвешенную температуру всего слоя воды, в котором происходил рост раковин, т.е. несколько более низкую. Если изотопную кривую колонки станции 523 (см. рис. 2,*б*) сдвинуть вправо, совместив оценки температуры голоценового оптимума на обеих кривых (это соответствует поправке на +5,5°), кривые обнаруживают большое сходство в пределах точности методов. Лишь изотопная оценка температурных минимумов остается на 3–3,5° ниже микропалеонтологической.

Интересны материалы по станции 66, где оба метода дали практически одинаковые результаты. Поскольку трудно допустить, что изотопный фон воды вообще не изменялся при образовании материковых льдов, можно предположить, что в данном районе величина гляциоэвстатического изменения $^{18}O/^{16}O$ соответствовала "географическому" отклонению этой величины, но с обратным знаком. Это предположение требует, конечно, экспериментального подтверждения.

Разница в оценке амплитуд температурных колебаний между экстремумами потеплений и похолоданий составляет 0–6°. Максимальна она в колонке станции 198-4, полученной со склона банки Роколл, т.е. из района, расположенного близко к области плейстоценовых оледенений Европы, в котором влияние таяния льдов и фракционирования изотопов О при переносе водяных паров из низких широт сказывалось наиболее сильно. Амплитуда температурных колебаний между эпохами оледенений и межледниковий составляет по изотопному методу 6–13°, по фораминиферовому – 6–7°.

Сравнение результатов обоих методов показывает, что фораминиферовый дает более стабильные результаты, которые кажутся более правдоподобными. Колебания $\delta^{18}O$ в $CaCO_3$ раковин планктонных фораминифер определяются, как справедливо считает Ц. Эмилиани, главным образом температурой воды, поэтому использование изотопного метода и его дальнейшее развитие вполне правомерно.

## Палеогеографические реконструкции

Как показывают приведенные материалы, и по данным К. Эмилиани, и по данным автора, колебания температуры верхнего слоя воды в Атлантическом океане в связи с материковыми оледенениями достигали амплитуды в 6–7°. Температура воды во время межста-

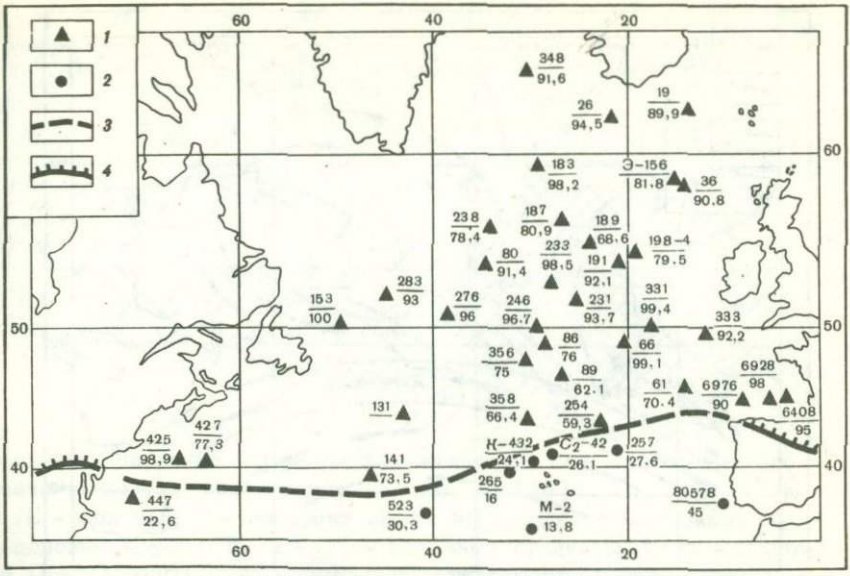



Рис. 8. Южная граница распространения плавучих льдов в Северной Атлантике во время верхнего максимума последнего материкового оледенения [Бараш, 1974а]

В горизонте времени последнего оледенения терригенный грубозернистый материал: *1* – присутствует, *2* – отсутствует; *3* – граница плавучих льдов; *4* – границы многолетней мерзлоты в Европе и Северной Америке [Величко, 1973]; цифры над горизонтальной чертой – номера станций, под чертой – процентное содержание *G. pachyderma*

диалов была на 2–3° выше температуры времени стадиалов. Конкретные значения палеотемператур верхнего плейстоцена для ряда районов приведены на рис. 2, 3, 4.

Для палеогеографических реконструкций большое значение имеют также данные литологических исследований. Как видно на рис. 2, 3, 4, в осадках Северной Атлантики повышение карбонатности связано с повышением температуры. В горизонте времени последнего оледенения по нескольким десяткам колонок осадков этого района прослежено распространение терригенного материала, разносившегося плавучими льдами. Наряду с данными о распространении в этом же горизонте танатоценозов планктонных фораминифер и основанными на них палеотемпературными оценками это позволило автору [Бараш, 1974а] наметить положение южной границы плавучих льдов времени верхнего максимума последнего оледенения (рис. 8). Эти данные дополняют и уточняют результаты других авторов [Conolly, Ewing, 1965; McIntyre et al., 1972; Ruddiman, Glover, 1972]. Сходный метод для определения южной границы верхнеплейстоценовых льдов

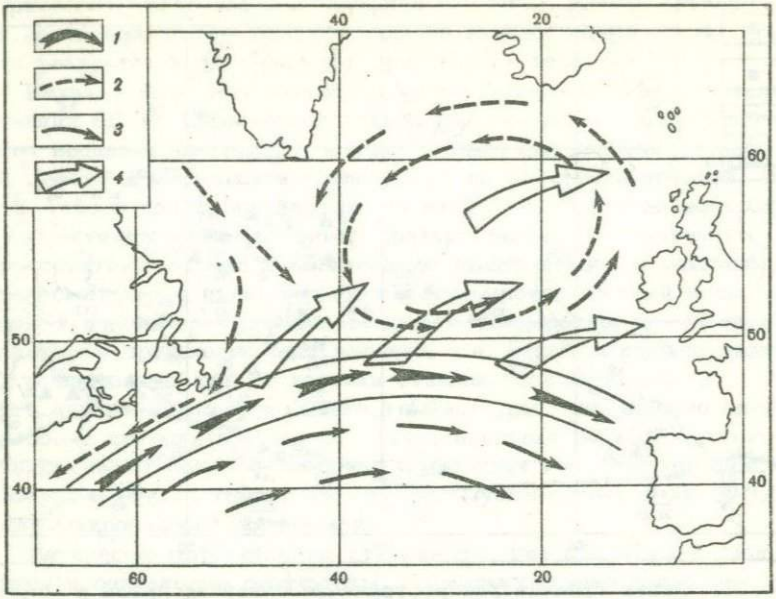



Рис. 9. Циркуляция океана и атмосферы в Северной Атлантике во время заключительной стадии последнего материкового оледенения [Бараш и др., 1974]

*1* – пра-Гольфстрим; водные массы: *2* – субарктические, *3* – субтропические; *4* – направления циклонов

в северной части Тихого океана использовали Д. Кент с соавторами [Kent et al., 1971].

Совместно с А.С. Девдариани и Р.П. Булатовым [Бараш и др., 1974] автором была предпринята попытка реконструировать схему течений и водных масс в Северной Атлантике для времени температурного минимума заключительной стадии последнего оледенения. Для этого результаты фораминиферового анализа 35 колонок подверглись алгоритмической обработке методом накопления сигналов. Была реконструирована форма поля палеотемператур верхнего слоя воды. На этой основе восстановлено положение основных водных масс, пра-Гольфстрима, путей атмосферных циклонов (рис. 9). Пра-Гольфстрим отличался от современного Северо-Атлантического течения четкостью границ, широтным направлением, отсутствием ответвлений. Резкая фронтальная зона способствовала усиленному образованию циклонов, приносивших в Северную и Среднюю Европу атлантическую влагу, питавшую материковые ледники. Интересно, что экспериментальное моделирование показало для Северной Атлантики такую же схему течений [Luyendyk et al., 1972].

В стратиграфических горизонтах верхнего плейстоцена осадков Атлантического океана было прослежено распространение танато-

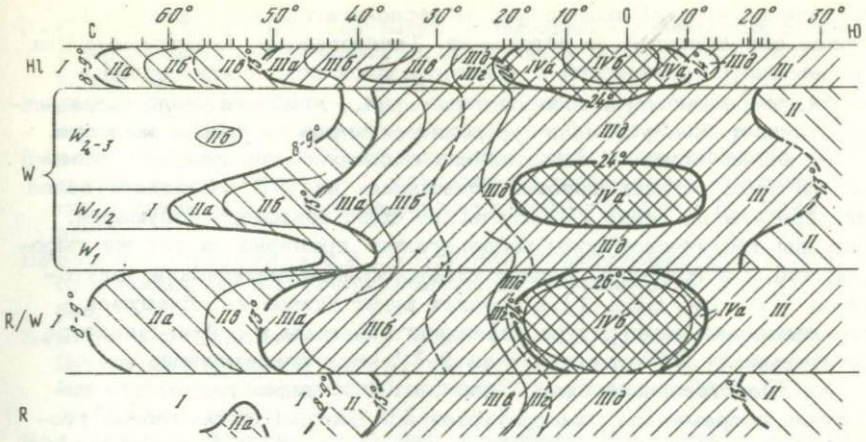



Рис. 10. Широтные миграции климатических зон Атлантического океана в позднем плейстоцене [Бараш, 1974б]

Hl – голоцен; W – горизонт времени последнего материкового оледенения (вюрм: $W_1$ и $W_{2-3}$ – основные стадиалы, $W_{1/2}$ – основной межстадиал); R/W – последнее межледниковье (рисс–вюрм); R – предпоследнее оледенение (рисс); зоны: I – субарктическая; II – бореальная (с подзонами II*а*–II*в*); III – субтропическая ( с подзонами III*а*–III*д*); IV – тропическая (с подзонами IV*а* – тропической и IV*б* – экваториально-тропической); границы распространения зон и подзон соответствуют положению среднегодовых изотерм (см. табл. 1); штрихами в верхней части схемы показано положение опорных колонок

ценозов планктонных фораминифер, реконструированы палеотемпературы [Бараш, 1974б]. Полученные результаты позволяют реконструировать схему широтных миграций климатических зон Северной и Центральной Атлантики со времени предпоследнего материкового оледенения (рис. 10)[1].

Как видно из схемы, в течение голоцена климатические зоны Атлантики располагались так же, как и в настоящее время. Небольшое их смещение (к северу в северном полушарии и к югу в южном) отмечается во время послеледникового климатического оптимума.

Во время стадий последнего и предпоследнего оледенений температура поверхностной воды была на несколько градусов ниже современной на всей акватории океана. Холодные субарктические водные массы распространялись в обширном районе приблизительно до 43° с.ш., т.е. на 20° южнее современного распространения. Южная

[1] В приамериканских районах океана положение современных и древних климатических зон несколько иное – они сдвинуты к экватору и в настоящем сообщении не рассматриваются.

граница бореальной водной массы располагалась примерно на 12° южнее современного ее положения. Танатоценозы, характерные для современных тропической и экваториальной зон, в эти холодные эпохи, по-видимому, вообще не отлагались – наиболее тепловодные виды количественно уступали субтропическим даже в районе экватора.

Во время крупного межстадиала последнего оледенения температура воды на всех широтах повышалась на 1–3°. Соответственно мигрировали на север климатические зоны северного полушария. Границы тропической зоны располагались примерно на тех же широтах, что и в голоцене. Однако экваториально-тропический танатоценоз (IVб, см. табл. 1) в осадках межстадиала не обнаружен – среднегодовая температура поверхностной воды в районе экватора не превышала 24°, т.е. была на 2–3° ниже современной.

На представленной схеме (см. рис. 10) видно также, что известная современная температурная асимметрия относительно географического экватора прослеживается и в течение позднечетвертичного времени. Так, в теплые эпохи тропические условия в Южном полушарии распространяются до 10° ю.ш., а в Северном – примерно до 20° с.ш. Во время стадиалов оледенений субропические условия распространяются на севере до 37–38° с.ш., а на юге лишь до 18–20° ю.ш.

На основе анализа планктонных фораминифер группе ученых, работающих по программе "CLIMAP" [Kraus, 1973; IDOE, 1973], удалось реконструировать карты летних и зимних палеотемператур Северной и Центральной Атлантики для времени 17 тыс. лет назад (последний стадиал материкового оледенения). Результаты палеогеографических реконструкций, полученные разными авторами на основе исследования планктонных фораминифер, обнаруживают большое сходство и взаимно дополняют друг друга, что свидетельствует о перспективности применяемых методов в познании геологии и палеогеографии океанов.

## ЛИТЕРАТУРА


Бараш М.С. Стратиграфия и фораминиферы осадков Северной Атлантики: Автореф. докл. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 6.

Бараш М.С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970.

Бараш М.С. Палеоклиматические реконструкции по планктонным фораминиферам (четвертичные отложения в Атлантике). – Океанология, 1971, т. 11, вып. 6.

Бараш М.С. К стратиграфии отложений Китового хребта и Ангольской котловины. – Тр. ИО АН СССР, 1973, т. 95.

Бараш М.С. Граница плавучих льдов в Северной Атлантике в верхнем плейстоцене. – Океанология, 1974а, т. 14, вып. 5.

Бараш М.С. Миграции климатических поясов Атлантического океана в верхнечетвертичное время. – ДАН СССР, 1974б, т. 216, № 5.

Бараш М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды. – В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974.

Бараш М.С., Блюм Н.С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики. – Океанология, 1975, т. 15, вып. 1.

*Бараш М.С., Булатов Р.П., Девдариани А.С. Северная Атлантика в* конце последнего оледенения. – Океанология, 1974, т. 14, вып. 1.

Бараш М.С., Громова Т.С. Палеотемпературный анализ колонок по планктонным фораминиферам. – В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969.

Бараш М.С., Николаев С.Д., Блюм Н.С. Палеотемпературный анализ трех колонок осадков Северной Атлантики. – Океанология, 1973, т. 13, вып. 6.

Барков Н.И., Гордиенко Ф.Г., Короткевич Е.С., Котляков В.М. Первые результаты изучения ледового керна из скважины со станции Восток (Антарктида) изотопно-кислородным методом. – ДАН СССР, 1974, т. 214, № 6.

Беляева Н.В. Экология планктонных фораминифер Индийского океана: (Автореф. докл.). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 6.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Гордиенко Ф.Г. Применение кислородно-изотопного метода в гляциологических исследованиях: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.

Тейс Р.В., *Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода* органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973.

Barash M.S. [Бараш М.С.] The vertical and horizontal distribution of planktonic foraminifera in Quaternary sediments of the Atlantic Ocean. – In: The Micropaleontology of Oceans. London: Cambridge Univ. Press, 1971.

Bé A.W.H. Some observations of Arctic planktonic foraminifera. – Contr. Cushman Found. Foram. Res., 1960a, vol. 11, pt 2.

Bé A.W.H. Ecology of recent planktonic foraminifera. Pt 2. Bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Bermuda. – Micropaleontology, 1960b, vol. 6, N 4.

Bé A.W.H. Shell porosity of recent planktonic foraminifera as a climatic index. – Science, 1968, vol. 161, p. 881–884.

Bé A.W.H. Planktonic foraminifera. – In: Distribution of selected groups of marine Invertibrates in waters south of 35° S Latitude. N.Y.: Amer. Geogr. Soc., 1969. Folio 2. Antarctic map folio series.

Berger W.H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. – Deep-Sea Res., 1968, vol. 15.

Blackman A., Somayajulu B.L.K. Pacific Pleistocene cores: faunal analyses and geochronology. – Science, 1966, vol. 154, N 3751.

Boltovskoy E. Living planktonic foraminifera at 90°E meridian from the equator to the Antarctic. – Micropaleontology, 1969, vol. 15, N 2.

Boltovskoy E. Estudio de testigos submarinos del Atlantico sudoccidental. – Mus. Arg. Cienc. Nat., Rev., Geol., 1973a, vol. 3, N 4.

Boltovskoy E. Reconstruction of Postpliocene climatic changes by means of planktic foraminifera. – Boreas, 1973b, vol. 2, N 2.

Broecker W.S. Calcite accumulation rates and Glacial to Interglacial changes in oceanic mixing. – In: The Late Cenozoic Glacial Ages. New Haven; London: Yale Univ. Press, 1971.

Caralp M. Variation climatiques pleistocènes dans le golfe de Gascogne d'aprés les foraminifères planctoniques. – Inst. Géol. Bass. Aquitaine, Bull., 1968, t. 5.

Caralp M. Les foraminifères planctoniques du Pleistocène terminal dans le Golfe de Gascogne. Interpretation biostratigraphique et paleoclimatique. – Inst. Géol. Bass. Aquitaine. Bull., 1971, N 11/1.
Chenouard L., Bertois L., Lalou C. Etude d'une carotte sedimentair de la pente continentale atlantique. – C.r. Acad. Sc., 1969, t. 268.
Conolly J.R., Ewing M. Pleistocene glacial marine zones in North Atlantic deep-sea sediments. – Nature, 1965, vol. 208, N 5006.
Craig H. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. – In: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Spoleto, July 26–30. Pisa, 1965, vol. 3.
Dansgaard W., Tauber H. Glacier $^{18}O$ content and Pleistocene ocean temperatures. – Science, 1969, vol. 166, N 3904.
Donk J. van, Mathieu G. Oxygen isotope compositions of foraminifera and water samples from the Arctic Ocean. – J. Geoph. Res., 1969, vol. 74, N 13.
Duplessy J.C., Lalou C., Vinot A.C. Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures reassessed. – Science, 1970, vol. 168, N 3928.
Emiliani C. Pleistocene temperatures. – J. G., 1955, vol. 63, N 6.
Emiliani C. Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. – J. Geol., 1958, vol. 66, N 3.
Emiliani C. Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6 308–8 and P6 304–9 and generalized temperature curve for the past 425 000 years. – J. Geol., 1966, vol. 74, N 2.
Emiliani C. The Pleistocene record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments. – In: Progr. in Oceanography. New York: Oxford, 1967, vol. 4.
Emiliani C. Pleistocene paleotemperatures. – Science, 1970, vol. 168, p. 822–825.
Emiliani C. Depth habitats of growth stages of pelagic foraminifera. – Science, 1971, vol. 173, p. 1122–1124.
Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate water isotopic temperature scale. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1953, vol. 64, N 11.
Epstein S., Sharp R.P., Gow A.J. Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications. – Science, 1970, vol. 168, N 3939.
Ericson D.B. Sediments of the Atlantic Ocean. – Columbia Univ., Lamont Geol. Obs., Tech. Rept., Submarine Geol., 1953, N 1.
Ericson D. B. Coiling direction of Globigerina pachyderma as a climatic index. – Science, 1959, vol. 130, N 3369.
Ericson D.B., Ewing M., Wollin G. The Pleistocene Epoch in deep-sea sediments. – Science, 1964, vol. 146, N 3645.
Ericson D.B., Ewing M., Wollin G., Heezen B.C. Atlantic deep-sea sediment cores. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, vol. 72, N 2.
Ericson D.B., Wollin G. Correlation of six cores from the Equatorial Atlantic and the Caribbean. – Deep-sea Res., 1956, vol. 3.
Ericson D.B., Wollin G. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. – Science, 1968, vol. 162, N 3859.
Frerichs W.E. Pleistocene-Recent boundary and Wisconsin glacial biostratigraphy in the western Indian Ocean. – Science, 1968, vol. 159, N 3822.
Herman Y. Etude des sédiments quaternaires de la Mer Rouge: Doct. thése. Paris: Univ. de Paris, 1965.

IDOE (International Decade of Ocean Exploration). 2nd Report, oct. 1973. Washington: National Sc. Foundation, 1973.

Imbrie J., Kipp N.G. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application ot a Late Pleistocene Caribbean core. – In: The Late Cenozoic Glacial Ages. New Haven; London: Yale Univ. Press, 1971.

Imbrie J., Van Donk J., Kipp N.G. Paleoclimatic investigation of isotopic and faunal methods. – Quaternary Res., 1973, vol. 3.

Johnsen S.J., Dansgaard W., Clausen H.B., Langway C.C. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. – Nature, 1972, vol. 235, N 5339.

Kent D., Opdyke N.D., Ewing M. Climate change in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, N 10.

Kraus E.B. Comparison between Ice Age and present general circulation. – Nature, 1973, vol. 245, N 5421.

Leclaire L., Vergnaud-Grazzini C. Variations des associations de foraminiferes planctoniques et paléotempératures isotopiques depuis le début du dernier Glaciaire dans une carotte du bassin algero-boleares. – C.r. Acad. Sci, 1972, D275, N 19.

Letolle R., Lumley H., Vergnaud-Grazzini C. Composition isotopique de carbonates organogènes quaternaires de Méditerranée occidentale: essai d'interpretation climatique. – C. r. Acad. Sci., 1971, D273, N 23.

Lidz L. Dee-sea Pleistocene biostratigraphy. – Science, 1966, vol. 154, N 3755.

Lidz L., Kehm A., Miller H. Depth habitats of pelagic foraminifera during the Pleistocene. – Nature, 1968, vol. 217, N 5125.

Lints G W., Judd J.B., Stehman C.F. Late Pleistocene history of Tongue of the Ocean, Bahamas. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, N 8.

Luyendyk B.P., Forsyth D., Phillips J.D. Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface water. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, N 9.

McIntyre A., Ruddiman W.F., Jantzen R. Southward penetrations of the North Atlantic Polar Front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225000 years. – Deep-sea Res., 1972, vol. 19.

Morin R.W., Theyer F., Vincent E. Pleistocene climates in the North Atlantic and Pacific Oceans: a revaluated comparison based on deep-sea sediments. – Science, 1970, vol. 169, N 3943.

Oba T. Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deep-sea cores from the Indian Ocean. – Tohoku Univ., Sc. Rep. Ser 2 (geol.), 1969, vol. 41, N 2.

Olausson E. Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis. – In: Progr. in Oceanography. Oxford, 1965, vol. 3.

Parker F.L. Living planktonic foraminifera from the equatorial and southeast Pacific. – Tohoku Univ. Sc. Rept. Ser. 2(geol.), 1960, sp. vol. 4.

Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F. North Atlantic foraminifera. – Swedish Deep-Sea Exp., 1953, v. 7, fasc. 1.

Ruddiman W.F. Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82.

Ruddiman W.F., Glover L.K. Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, N 9.

Schott W. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans: Deutsch. Atl. Exp. "Meteor" 1925–1927, Wiss. Erg., 1935, Bd. 3, T. 3.
Schott W. Foraminiferenfauna und Stratigraphie der Tiefseesedimente in Nordatlantischen Ozeans. – Swed. Deep-Sea Exp., 1966, Rep. 7, 8.
Shackleton N. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. – Nature, 1967, vol. 215, N 5096.
Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V–28–238; oxygen isotope temperatures and ice volumes on a $10^5$ year and $10^6$ year scale. – Quaternary Res., 1973, vol. 3, N 1.
Smith P.B., Emiliani C. Oxygen isotope analysis of recent tropical Pacific benthonic foraminifera. – Science, 1968, vol. 160, N 3834.
Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. – J. Chem. Soc., 1947, N 4.
Wiseman J.D.H. The relation between paleotemperature and carbonate in the Equatorial Atlantic pilot core. – J. Geol., 1959, vol. 67, N 6.
Wiseman J.D.H. Deep-sea as an aid to absolute dating of the Quaternary Period. – In: Repts. VI Intern. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961. Lodz, 1965.

УДК 550.4:551.463.8(261.4)

*Н. П. МОРОЗОВ, Л. Л. ДЕМИНА*

# ВЗВЕСЬ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ МЕТАЛЛЫ В ВОДАХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Взвешенный материал морей и океанов – природный объект, представляющий большой интерес для специалистов разного профиля. Всестороннее изучение взвеси и особенно ее взаимодействия с различными веществами антропогенного происхождения необходимо и при изучении загрязнения морской среды.

Проведенные Государственным океанографическим институтом исследования [Симонов и др., 1974] показали повсеместное присутствие в водах Северной Атлантики нефти и нефтепродуктов, хлорорганических пестицидов, детергенов и Hg.

К числу наиболее опасных химических загрязнителей относятся, как известно, Hg, Pb, Cd, загрязнение которыми принимает глобальный характер. В последнее время появляются публикации [Dyrsen et al., 1971; Hueeki, 1972], в которых как потенциальные загрязнители морской среды, рассматриваются Zn, Cu и другие металлы. Отличительная особенность всех перечисленных металлов от других химических загрязнителей заключается в том, что они наряду с Fe, Co, Ni, Mn и другими являются (в определенных концентрациях) биологически активными веществами и накапливаются по пищевым цепям. Следует отметить, что та часть металлов, которая попадает в морскую среду в результате загрязнения, становится таким же экологическим фактором, как и та часть, которая выносится в море в результате естественного процесса выветривания. Оценить количественно эти составляющие пока не представляется возможным. Более того, имеющиеся литературные данные о содержании металлов в морской воде, взвеси и гидробионтах весьма немногочисленны, а порой противоречивы и сомнительны.

В 3-м рейсе нис "Шквал" в октябре–декабре 1972 г., посвященном изучению загрязнения Северной Атлантики, авторами были собраны пробы воды и взвеси для последующего анализа на содержание тяжелых и переходных металлов. Обработка проб воды поз-

волила установить, что содержание и распределение ряда металлов (Pb, Cd, Zn, Cu, Ni, Co, Fe, Mn) в поверхностных водах Северной Атлантики весьма неоднородны.

Выявлена приуроченность повышенных концентраций металлов к районам, контролируемым береговым стоком и основными течениями. Полученные данные позволяют считать, что содержание Pb, Zn, в ряде случаев Fe и других металлов определяется не только естественным поступлением, но и антропогенным фактором [Морозов и др., 1974].

## Методика отбора и анализа взвеси

Пробы взвеси собирались методом фильтрации морской воды через мембранные ультрафильтры № 2 (диаметр пор 0,5 мкм). Диаметр фильтров 110 мм. Объем профильтрованной воды составлял от 5 до 60 л, навески собираемой взвеси – от 4 до 81 мг (в большинстве случаев 20–30 мг).

Предварительная подготовка фильтров, их растворение и разложение пробы взвеси проводились в соответствии с рекомендациями, содержащимися в работах Е.М. Емельянова [1971] и В.В. Гордеева и А.И. Петраша [1973]. Объем растворенной пробы доводился бидистиллятом до 10 мл.

Для определения содержания металлов в полученных растворах применялся атомно-абсорбционный спектрофотометр "Хитачи" (модель 207).

Чувствительность определения составляла (в мкг/мл): для Mn и Cd – 0,01; Fe и Ni – 0,05; Cu – 0,07; Zn и Sr – 0,1; Pb – 0,125. Фактические же пределы обнаружения металлов в пробе (в микрограммах на литр) значительно ниже, так как взвесь отфильтровывалась из больших объемов воды.

В растворах чистых фильтров ("глухой" опыт) были обнаружены Fe (в среднем 2,0 мкг/мл, или $5{,}7 \cdot 10^{-3}$%), Cu (в среднем 0,25 мкг/мл, или $7{,}2 \cdot 10^{-4}$%) и Zn (в среднем 0,6 мкг/мл, или $1{,}8 \cdot 10^{-3}$%). Эти величины хорошо согласуются с данными В.В. Гордеева и А.И. Петраша [1973], определявшими содержание металлов в аналогичных фильтрах. Указанные средние величины содержания металлов в "глухих" растворах вычитались из соответствующих величин, полученных для растворов проб. Mn, Ni, Pb и Sr в растворах чистых фильтров обнаружены не были.

Фильтрация больших объемов воды и соответственно сравнительно большие навески взвеси, используемые для анализа, способствовали повышению точности определений. Суммарная ошибка анализа, состоящая из ошибки определения объема профильтрованной воды, объема разведения раствора пробы и ошибки прибора из расчета, зависит от концентрации металла в пробе и для каждого металла различна. Она составляет для Fe – 3,1–4,8%, Zn – 3,8–6,3, Sr – 3,7–12,3, Cu – 4,4–19,3, Pb – 4,8–19,3, Ni – 7,3–22,3, Mn – 3,9–27,3, Cd – 3,28–35,0%.

## Содержание и распределение взвеси

Концентрация взвешенного материала в исследованных поверхностных водах Северной Атлантики колеблется в пределах 0,2–5,2 мг/л составляя в среднем 0,83 мг/л[1]. Это в 4 раза больше среднего содержания взвеси в тихоокеанских водах, которое равно 0,2 мг/л [Гордеев, 1974]. На значительно большее содержание взвеси в водах Атлантики по сравнению с водами других океанов указывает и А.П. Лисицын.

Распределение взвешенного материала в поверхностных водах Северной Атлантики показано на рис. 1. В прибрежных водах Северной Америки, на участке от п-ова Флорида до о-ва Ньюфаундленд, концентрация взвеси составляет от 0,3 до 5,2 мг/л. Наиболее высокие значения (3,9–5,2 мг/л) обнаружены в районе залива Мэн. Область повышенного содержания взвеси (1–1,5 мг/л), прилегающая к этому заливу, прослеживается далеко за пределами прибрежной зоны, по-видимому, она отражает высокопродуктивный район банки Джорджес [Кобленц-Мишке и др., 1968]. Значительно меньший "язык" повышенных концентраций взвеси (1,2 мг/л) протягивается в море из залива Св. Лаврентия. Для вод района Большой Ньюфаундлендской банки характерны широкие интервалы содержания взвеси (0,42–2,25 мг/л). Какой-либо закономерности в распределении взвешенного материала в этом районе не обнаружено. Арктические воды характеризуются минимальными содержаниями взвешенного материала (0,2–0,3 мг/л). Далее на восток вновь наблюдается обширная область распространения повышенного содержания взвеси (1–1,6 мг/л). Положение западной границы этой области не установлено. Возможно, что такие или близкие к ним величины концентрации взвеси характерны для основных струй Гольфстрима, протекающих южнее обследованного района. На восток эта область простирается до Британских островов. Воды, омывающие берега Пиренейского полуострова и Северо-Западной Африки, включая районы, прилегающие к Гибралтарскому проливу, о-ву Мадейра и Канарским островам, характеризуются сравнительно невысоким содержанием взвеси (0,45–1 мг/л). Воды центральных районов Северной Атлантики (Саргассово море) представлены в собранном материале всего пятью пробами, содержание взвеси в которых составляло 0,4–1 мг/л.

Таким образом, пространственное распределение взвеси в поверхностных водах Северной Атлантики представляет собой довольно пеструю картину, где на общем фоне средних концентраций (0,5–1 мг/л) отчетливо выявляются области пониженного ($< 0,5$ мг/л) и повышенного ($> 1$ мг/л) содержания. Такое распределение, вероятно, обусловлено влиянием как берегового стока, так и системы основных течений этого района. Следует отметить, что распределение взвеси в поверхностных водах Северной Атлантики хорошо

[1] Данные, относящиеся к прибрежной 100-километровой зоне, не учитывались.

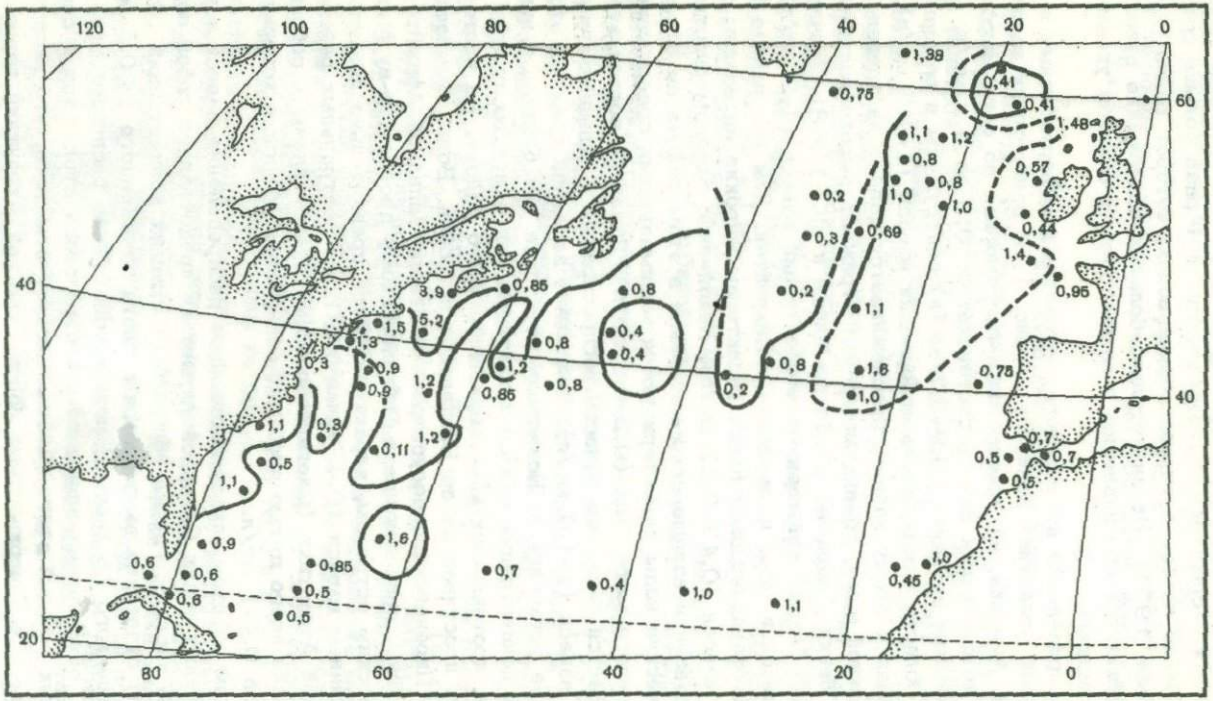



Рис. 1. Распределение взвешенного материала в поверхностных водах Северной Атлантики, мг/л

согласуется с количественным распределением фитопланктона [Волковинский и др., 1972] и первичной продукции [Кобленц-Мишке и др., 1968].

Выполненное на нескольких станциях определение взвеси на горизонтах до 500 м указывает на тенденцию к увеличению ее содержания в слое 10–100 м по сравнению с поверхностью (см. табл. 2). Как правило, на горизонте 10 м наблюдается резкое увеличение или даже максимум концентрации взвеси. В районе выхода из залива Мэн наблюдается уменьшение взвеси с глубиной при максимуме содержания на горизонте 10 м (станция 146).

В целом содержание и распределение взвеси в водах исследуемых районов хорошо согласуется с представлениями, высказанными А.П. Лисицыным [1974].

## Содержание и распределение металлов во взвеси

Известные авторам литературные данные, касающиеся содержания Zn, Fe, Cu и Mn во взвеси Северной Атлантики приведены в табл. 1. Там же даны результаты наших определений содержания металлов во взвеси и фильтрованной воде верхнего горизонта (0–0,5 м). При рассмотрении таблицы видно, что результаты авторов по порядку величин довольно хорошо согласуются с данными других исследователей. Имеющиеся же различия могут быть следствием использования разных методов отбора и анализа взвешенного материала. Немаловажное значение при этом имеет также время года и место отбора проб.

В пространственном распределении исследованных металлов много общих черт. Распределение абсолютных концентраций металлов, связанных со взвесью, и распределение самой взвеси довольно сходны. Для ряда металлов заметна приуроченность повышенных концентраций к областям стока. В наибольшей степени это характерно для Zn и Pb. Если же рассматривать распределение концентраций металлов во взвеси, выраженных в относительных величинах (в процентах), то картина получается совершенно иной (рис. 2, 3). Оказывается, что взвешенный материал районов терригенного стока характеризуется лишь несколько повышенным содержанием Fe, Mn и отчасти Pb. Содержание других металлов во взвесях прибрежных областей США приблизительно такое же или даже ниже, чем в пелагической взвеси, например, Северо-Атлантического течения, хотя абсолютные содержания самой взвеси одинаковы. Вероятно, это свидетельствует об относительно большей связи исследованных металлов с биогенной частью взвеси, нежели с терригенной.

Для всех рассматриваемых металлов характерно увеличение их концентрации во взвеси в районе поднятия вод, отмеченного к юго-востоку от о-ва Ньюфаундленд. Примечательно то, что содержание самой взвеси в этом районе очень мало (0,2–0,3 мг/л). Видимо,

Таблица 1

Содержание металлов во взвеси и воде Северной Атлантики, мкг/л

| Район | Число проб | Zn | Fe | Sr | Pb | Cu | Ni | Mn | Cd | Источник |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Мексиканский залив | 42 | 0–1* / 0,3 | – | – | – | 0–0,58 / 0,25 | – | 0–0,2 / 0,03 | – | [Slowey, Hood, 1971] |
| Западная часть Карибского моря | 296 | – | 0,027–2,5 / 0,17 | – | – | – | – | – | – | [Betzer, Pilson, 1970] |
| Прибрежные воды США | 39 | – | 0–2,0 | | | | | | | [Atkinson, Stephansson, 1969] |
| Залив Мэн | 16 | 0,07–0,48 | 0,59–111 | – | – | 0,05–0,25 | – | 0,1–8,4 | – | [Spencer, Sachs, 1970] |
| Восточная часть океана | 16 | – | 2,5–49,4 | – | – | – | – | – | – | [Head, 1971] |
| Область Атлантики между Великобританией и Испанией | 4 | – | 5,7–29,7 / 14,94 | – | – | – | – | – | – | [Емельянов, 1971] |
| Поверхностные воды** Северной Атлантики | 55 | 0,02–2,78 / 0,64 | 0–1,84 / 0,27 | 0,07–0,52 / 0,28 | 0,02–0,33 / 0,12 | 0–0,55 / 0,09 | 0–0,25 / 0,04 | 0–0,35 / 0,03 | 0,03–0,08 / 0,05 | Данные авторов |
| Взвесь | 55 | 0,0–45,0 / 8,4 | 0,0–21,2 / 4,1 | 0,2–30,0 / 3,6 | 0,1–7,5 / 1,7 | 0,0–5,4 / 1,4 | 0,0–2,5 / 0,5 | 0,0–1,9 / 0,3 | 0,1–0,5 / 0,2 | То же |
| Морская вода | 90 | 9 | 3 | 8000*** | 0,9 | 1,0 | 2,0 | 0,4 | 0,2 | " |

*Данные для районов 100-километровой береговой зоны исключены.
**Данные А.П. Виноградова [1967].
***Содержание, $n \cdot 10^{-2}$%.

Примечание. В числителе – пределы изменения, в знаменателе – среднее.

выносимый из более глубоких горизонтов взвешенный материал претерпел изменения, направленные в сторону относительного обогащения металлами, что можно представить при растворении протоплазмы отмерших организмов планктона и адсорбцией металлов его детритом.

Далее в северо-восточном направлении содержание металлов во взвеси уменьшается. В районе ответвления северных струй Северо-Атлантического течения отмечаются "пятна" несколько повышенных содержаний Fe, Zn, Ni, Sr и пониженных содержаний Cu, Pb, Cd и Mn. Взвешенный материал прибрежных вод о-ва Ирландия и близ пролива Ла-Манш содержит все рассматриваемые металлы в концентрациях, несколько больших, чем это отмечалось для взвеси североамериканских прибрежных вод. Взвеси вод Канарского течения и центральных районов Северной Атлантики (Саргассово море) содержат в общем небольшие концентрации всех металлов.

Распределение металлов, связанных со взвесью, в толще вод более сложно, чем в поверхностных водах. Связи между относительным содержанием металла во взвеси и количеством самой взвеси не наблюдается (табл. 2). В разных районах океана максимальные концентрации металлов отмечены на разных горизонтах. Более того, распределение по глубине одних металлов часто отлично от



распределения других. Эти отличия особенно заметны в районах терригенного стока (табл. 2, станция 146). Вероятно, это обусловлено различной связью металлов с терригенным материалом и избирательным их накоплением планктонными организмами.

Следует отметить, что для Северной Атлантики взвешенная форма нахождения металлов составляет лишь небольшую часть (приблизительно 10%) от их общего содержания в морской воде (см. табл. 1). Ряды уменьшения средних концентраций металлов в воде (Sr > Zn > Fe > Ni > Cu > Pb > Mn > Cd) и во взвеси (Zn > Fe > Sr > Pb > Cu > Ni > Mn > Cd) заметно отличаются. Их сопоставление свидетельствует об уменьшении относительных содержаний Sr и Ni и увеличении Zn и Pb во взвеси по сравнению с таковыми в воде.

Области распространения повышенных концентраций металлов, растворенных в воде [Морозов и др., 1974] и содержащихся во взвеси (см. рис. 2 и 3) поверхностного слоя обследованной акватории, не совпадают. Скорее, наблюдается обратная зависимость между распределением металлов в растворенной и взвешенной форме: если сравнительно мало металла в воде, то содержащаяся в ней взвесь относительно обогащена им, и наоборот. Для объяснения этого парадоксального обстоятельства сведений пока недоста-

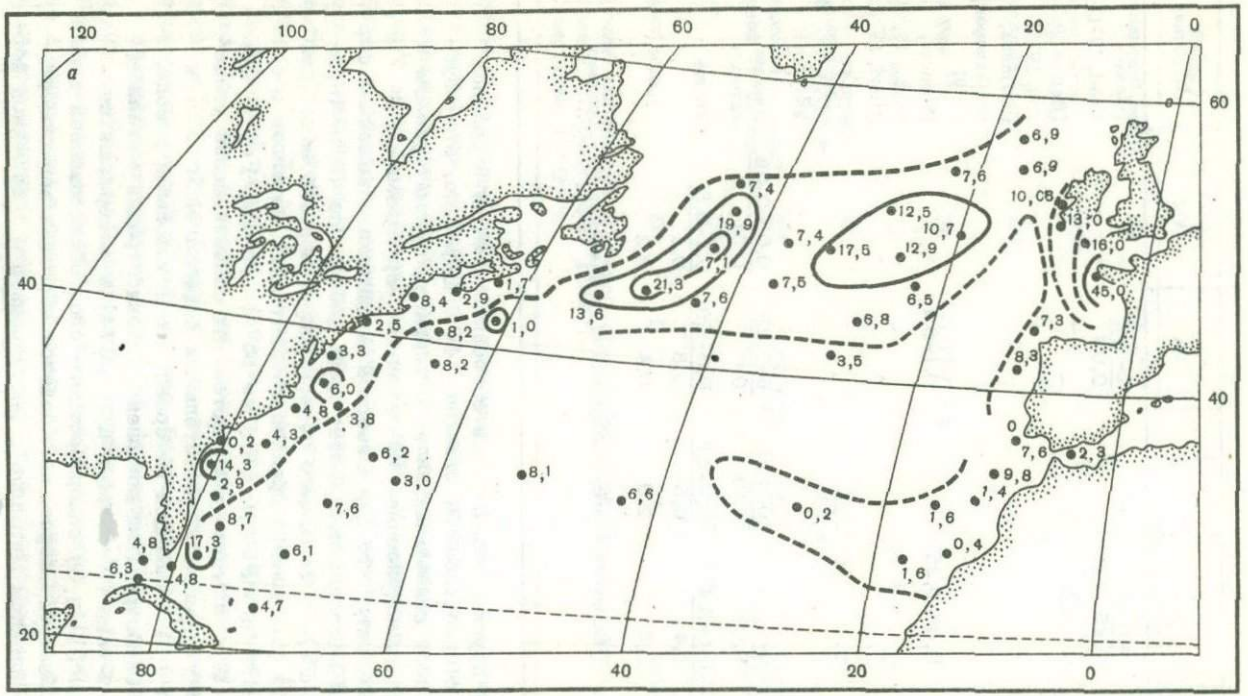



Рис. 2. Распределение металлов, связанных со взвешенным материалом в поверхностных водах Северной Атлантики, %

*а* – Zn, $n \cdot 10^{-2}$; *б* – Sr, $n \cdot 10^{-2}$; *в* – Fe, $n \cdot 10^{-2}$; *г* – Mn, $n \cdot 10^{-3}$

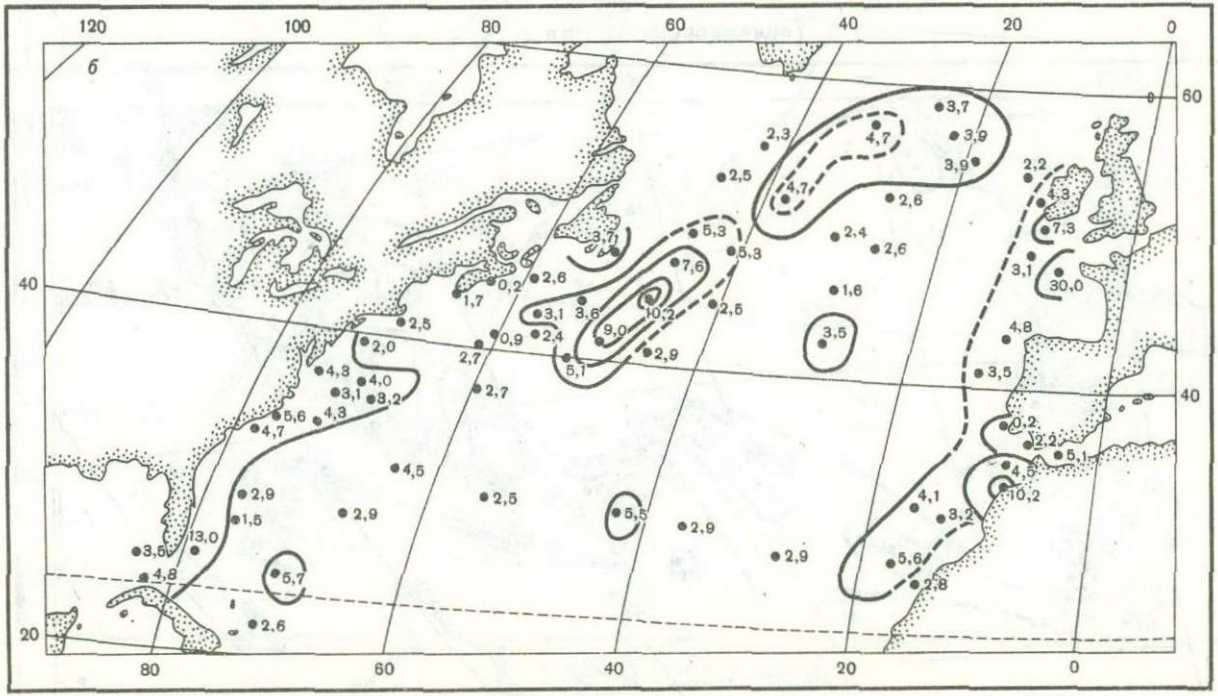



Рис. 2 (продолжение)

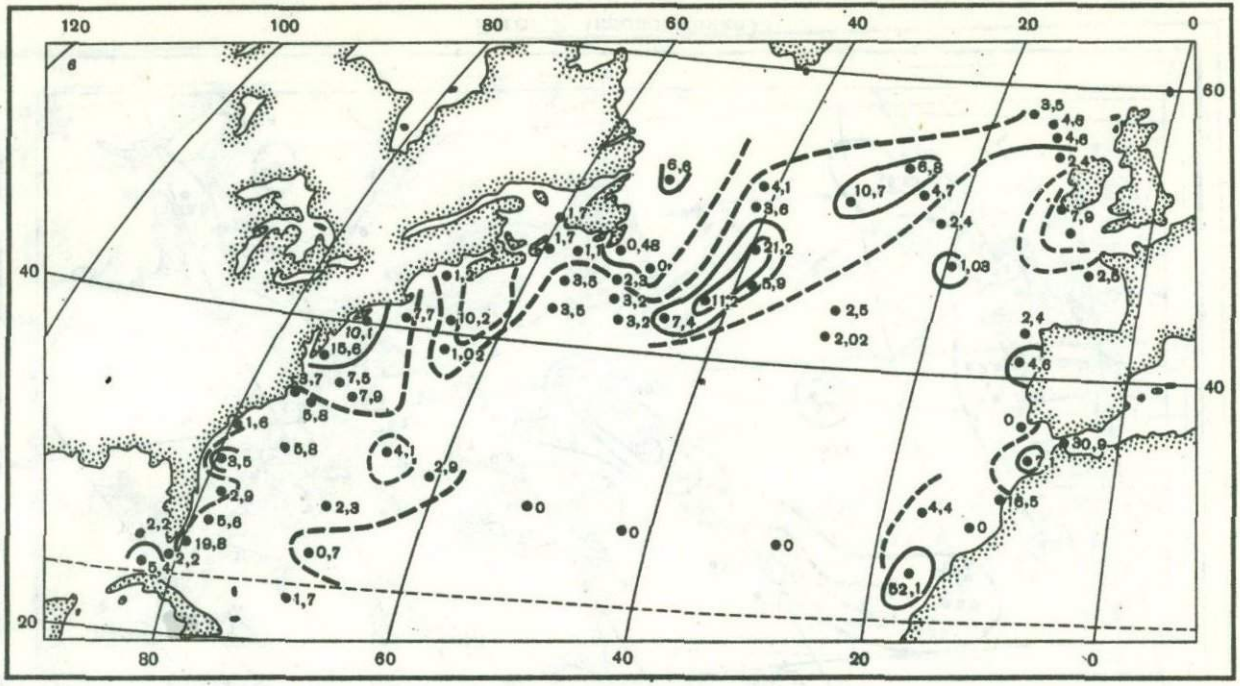



Рис. 2 (продолжение)

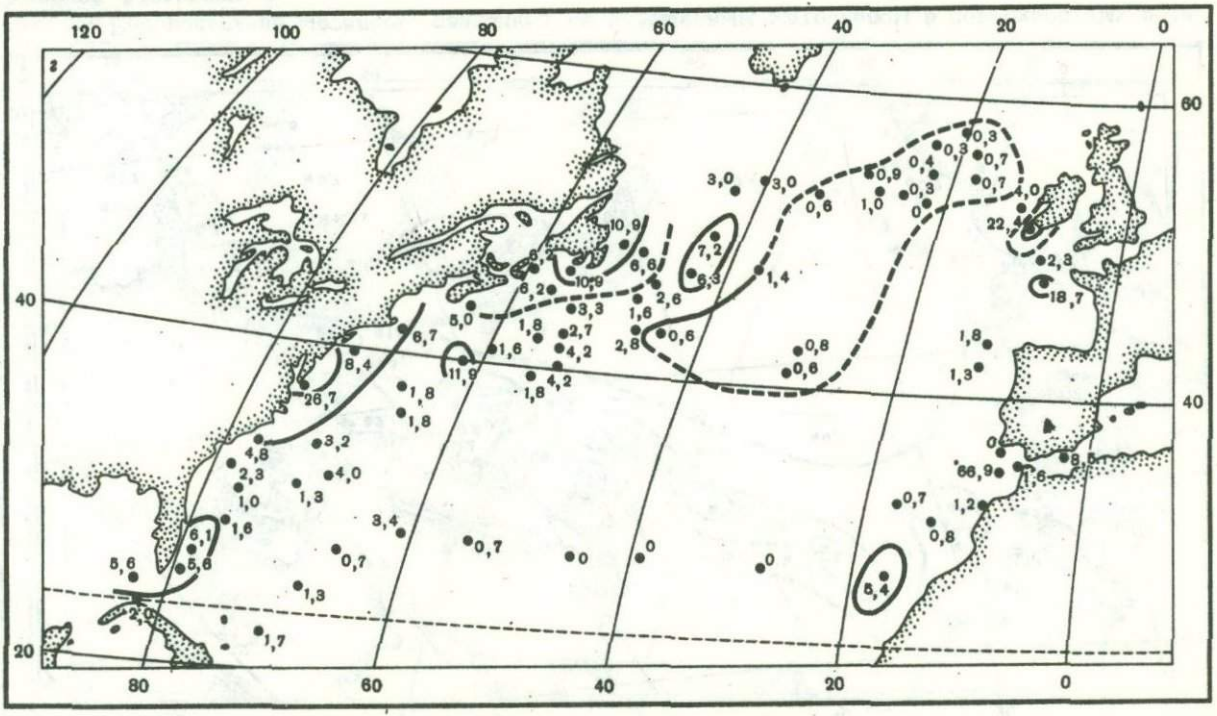



Рис. 2 (окончание)

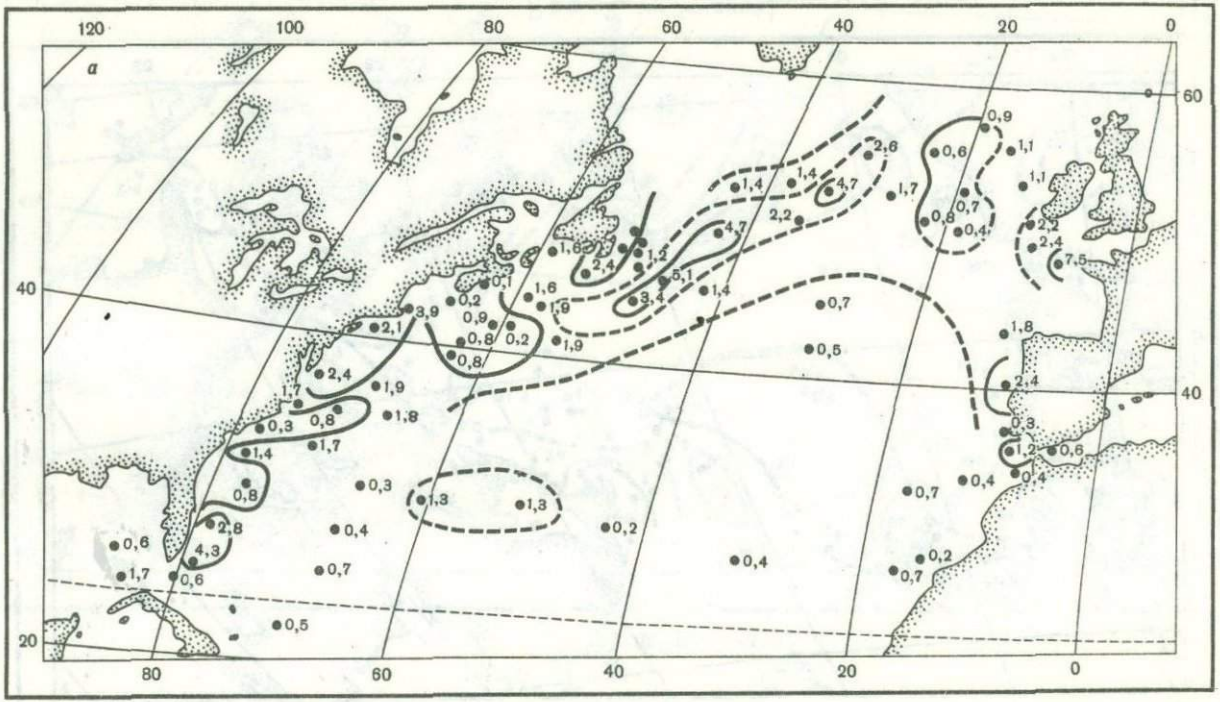



Рис. 3. Распределение металлов, связанных со взвешенным материалом в поверхностных водах Северной Атлантики, %

*а* – Pb, $n \cdot 10^{-2}$; *б* – Cd, $n \cdot 10^{-3}$; *в* – Ni, $n \cdot 10^{-2}$; *г* – Cu, $n \cdot 10^{-2}$

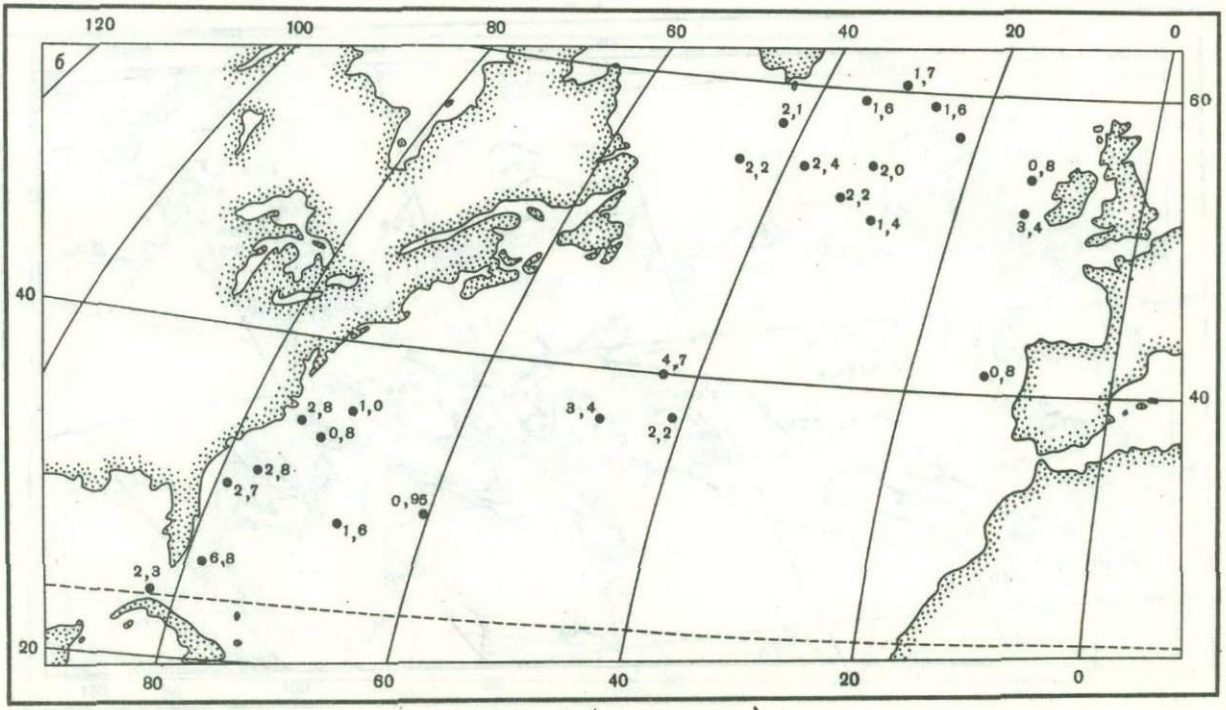



Рис. 3 (продолжение)

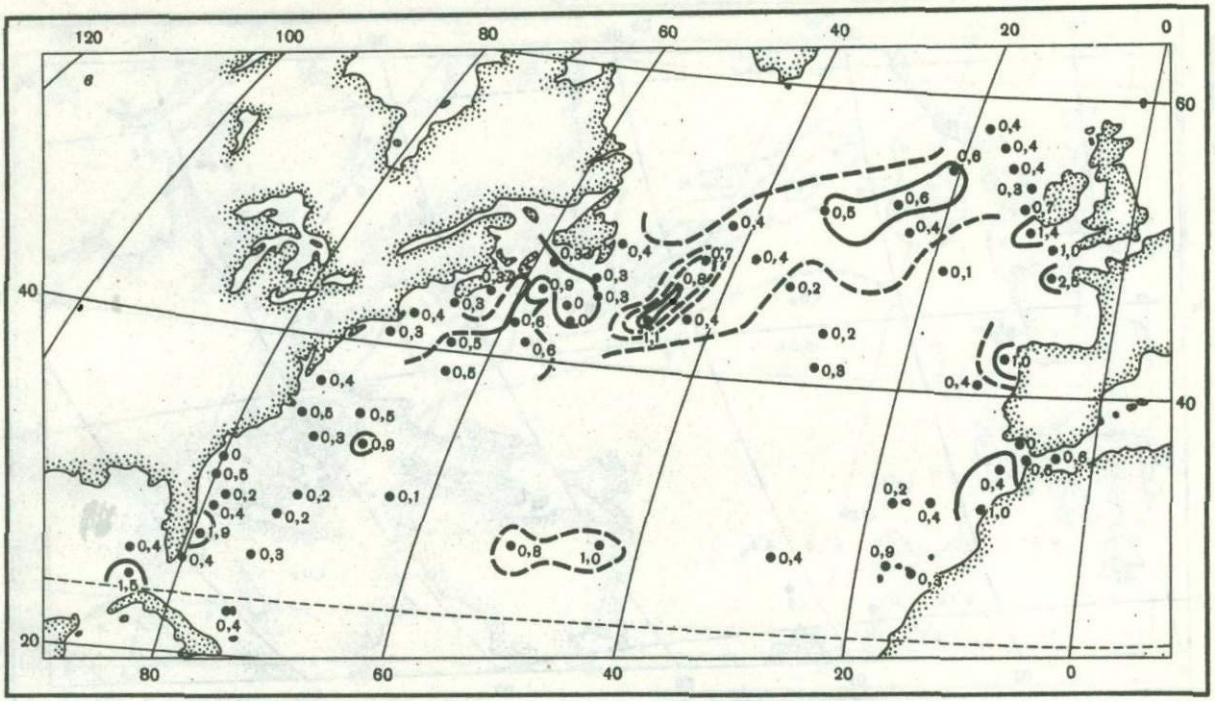



Рис. 3 (продолжение)

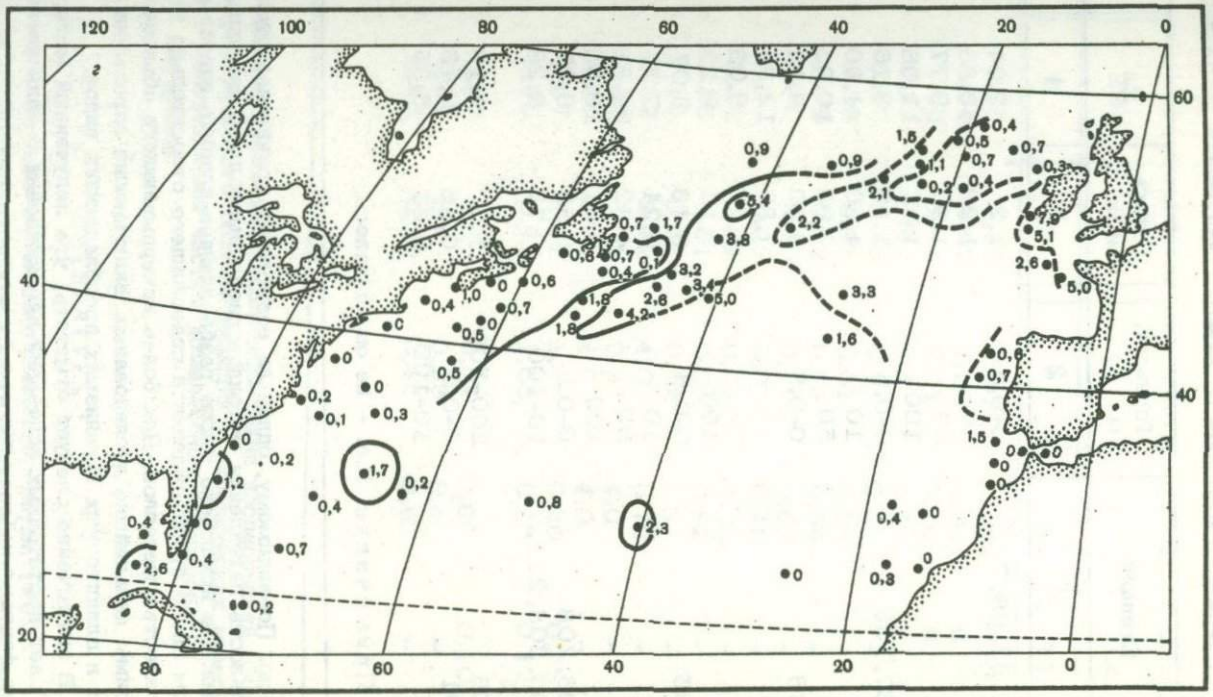



Рис. 3 (окончание)

Таблица 2

Содержание металлов во взвеси, собранной с различных горизонтов, $n \cdot 10^{-2}$%

| Станция | Горизонт, м | Взвесь, мг/л | Zn | Fe | Sr | Pb | Cu | Ni | Mn | Cd |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| 41,57,69,71 | 0–0,5 | 1,2 | 9,64 | 4,37 | 2,55 | 1,65 | 1,92 | 0,35 | 0,06 | 0,20 |
| " | 10 | 1,29 | 63,88 | 22,22 | 9,02 | 6,94 | 9,02 | 2,08 | 0,34 | 0,76 |
| " | 50 | 1,95 | 9,77 | 4,46 | 1,97 | 1,45 | 1,45 | 0,41 | 0,10 | 0,17 |
| " | 100 | 1,62 | 11,08 | 6,83 | 2,59 | 2,12 | 1,53 | 0,47 | 0,11 | 0,13 |
| 137,139 | 0–0,5 | 1,19 | 8,16 | 1,02 | 2,69 | 0,83 | 0,46 | 0,46 | 0,18 | – |
| " | 10 | 4,80 | 4,60 | 0,67 | 1,98 | 0,39 | 0,31 | 0,31 | 0,26 | – |
| " | 50 | 2,08 | 10,95 | 1,36 | 2,32 | 1,09 | 0,68 | 0,68 | 0,54 | – |
| 146 | 0–0,5 | 5,20 | 8,42 | 7,74 | 2,03 | 3,94 | 0,40 | 0,40 | 0,67 | – |
| " | 10 | 7,88 | 12,94 | 4,31 | 1,52 | 4,0 | 0,25 | 5,07 | 0,40 | – |
| " | 50 | 2,30 | 9,05 | 7,87 | 6,29 | 2,12 | 0,39 | 0,94 | 1,33 | – |
| " | 100 | 2,16 | 9,23 | 6,41 | 2,05 | 2,56 | 0,51 | 0,56 | 0,82 | – |
| 255 | 0–0,5 | 0,43 | 8,07 | 4,0 | 5,46 | 1,30 | 0,78 | 0,78 | 4,0 | – |
| " | 10 | 6,24 | 7,21 | 15,54 | 2,08 | 0,32 | 2,72 | 4,0 | 0,72 | – |
| " | 50 | 4,62 | 94,81 | 10,82 | 3,03 | 0,43 | 5,41 | 0,32 | 4,0 | – |
| " | 100 | 6,61 | 13,33 | 4,0 | 2,12 | 0,30 | 2,72 | 4,0 | 4,0 | – |
| 206, 208 | 0–0,5 | 0,56 | 6,27 | 5,43 | 4,81 | 1,67 | 2,62 | 1,46 | 0,20 | 0,23 |
| 206, 208, 211, 214 | 10–100 | 0,72 | 8,28 | 4,96 | 2,40 | 0,75 | 0,75 | 1,05 | 0,15 | 0,13 |
| 206 | 200–500 | 1,2 | 1,19 | 1,71 | 3,08 | 0,17 | 4,0 | 0,34 | 0,04 | 0,10 |
| 291 | 0–0,5 | 0,98 | 0,43 | н.о. | 2,76 | 0,21 | н.о. | 0,29 | н.о. | – |
| | 10–100 | 2,24 | 5,35 | 0,29 | 2,82 | 0,58 | 0,29 | 0,44 | 0,07 | – |

Примечание. Н.о. – не определялось.

точно. По-видимому, одной из возможных причин является избирательность накопления металлов различными планктонными организмами. Не исключено также разбавляющее влияние взвеси материалом иного происхождения и содержащего относительно меньшие количества металлов. Для более исчерпывающего объяснения необходимы дальнейшие исследования, включающие определения металлов в планктонных организмах преобладающих видов.

В заключение следует отметить, что полученный материал пока не дает достаточных оснований для суждения о влиянии антропогенного фактора на содержание рассмотренных металлов во взвешенном материале обследованной акватории Северной Атлантики. Однако значительные вариации содержаний во взвеси таких металлов, как Pb, Cd, Zn, Cu, и наличие в отдельных районах прибрежной зоны концентраций, в несколько раз превышающих их средние значения, указывают на целесообразность продолжений таких исследований. Определение микроэлементного состава морских и океанических взвесей должно стать неотъемлемой частью комплексного исследования взвешенного материала.



## ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.

Волковинский В.В., Зернова В.В., Семина Г.И. и др. Распределение фитопланктона в Мировом океане. – Промысл. океанол. и подводн. техн.: Экспресс-информ. ЦНИИТЭИРХ. Сер. 9, 1972, вып. 3.

Гордеев В.В. Микроэлементы во взвеси и воде центральной и юго-восточной части Тихого океана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974

Гордеев В.В., Петраш А.И. Оценка возможных ошибок при определении микроэлементов в водной взвеси на мембранных ультрафильтрах. – Океанология, 1973, т. 13, № 4.

Емельянов Е.М. Определение микроколичества железа, кобальта и титана в морской воде и взвеси. – Океанология, 1971, т. 11, № 6.

Кобленц-Мишке О.И., Волковинский В.В., Кабанова Ю.Г. Распределение первичной продукции в Мировом океане. – ДАН СССР, 1968, т. 183, № 5.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в океанах: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1966.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.

Морозов Н.П., Патин С.А., Демина Л.Л. Переходные и тяжелые металлы в водах Северной Атлантики. – В кн.: Проблемы загрязнения морских вод. М.: Гидрометеоиздат, 1974.

Симонов А.И., Орадовский С.Г., Юшак А.А. Современное состояние химического загрязнения вод Северной Атлантики. – Метеорол. и гидрол., 1974, № 3.

Alkinson L.P., Stephansson U. Particulate Al and Fe in sea water of South-East of U.S. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, vol. 33.

Betzer P.B., Pilson M. Concentration of particulate iron in Atlantic Open-Ocean Water. – J. Mar. Res., 1970, vol. 28.

Dyrsen D., Patterson C., Ul. T., Weichart G. Inorganic Chemicals. – FAO Fisch. Repts, 1971, N 99, Suppl. N 1.

Head P.C. Observations on the concentration of iron in sea waters with particular reference to Southamiton water. – J. Mar. Biol. Ass. U.K., 1971, vol. 51.

Hueeki H.I. – Milietoxicologie en Koper. – TNO nieuws, 1972, vol. 27, N 9.

Slowey I.F., Hood D.W. Cu, Zn and Mn concentrations in Gulf of Mexico Waters. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1971, vol. 33, N 3.

Spenser D.E., Sachs P.L. Some aspects of the distribution, chemistry and mineralogy of suspended matter in the Gulf of Maine Waters. – Mar. Geol., 1970, vol. 9.

УДК 550.461

*О.В.ШИШКИНА*

# СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЛОВЫХ ВОД

Известно, что в процессе осадкообразования придонные воды не только захватываются осадками, но и проникают в них на большие глубины. Так, в океане на глубине более 600 м от поверхности дна содержание воды все еще составляет 30%. Вместе с водой в осадки переносится и масса растворенных в ней солей. При этом содержание многих микрокомпонентов в иловых водах увеличивается на один, два и более порядков по сравнению с морской водой и достигает в ряде случаев промышленных концентраций. Дальнейшая судьба этих вод и захороненных вместе с ней веществ, их преобразование со временем представляет не только теоретический и обще-

познавательный интерес, но имеет и практическое значение, особенно если вспомнить, что морские и океанские осадки занимают 70% площади земного шара, а в период морских регрессий часть их остается на континентах.

Если справедлива идея о единстве вод Земли, то воды должны быть связаны взаимными переходами. Известно, однако, что воды морей и воды континентов, например пластовые, различны по составу.

В то же время в пластовых водах концентрируются некоторые элементы, генезис которых связан с морем. Долгое время эти положения не находили объяснений.

В современных морских осадках, которые рассматриваются как первоначальная форма образования осадочных пород, иловые воды являются источником элементов для формирования новых минералов и в то же время средой, где в результате взаимодействия воды и осадка образуются новые минералы и новые типы вод. Отдельные элементы, входящие в состав иловых вод, являются индикаторами геохимических условий образования полезных ископаемых.

Все это придает в настоящее время проблеме иловых вод широкое признание и заставляет расширять и углублять исследования. Особый интерес вызывает эта проблема в США в связи с возможностями, предоставляемыми глубинным бурением.

Рассмотрим проблему изучения иловых вод в следующей последовательности: методы и материал для ее решения, результаты, достигнутые в Советском Союзе и в США, дальнейшие перспективы развития исследований.

Исследование верхней 10-12-метровой толщи осадков осуществляется путем подъема колонок при помощи поршневых труб разных конструкций. Изучению химического состава иловых вод предшествовали методические работы. Были изучены режимы выделения иловых вод, зависимость от давления. Определены ингредиенты иловых вод и осадков, требующие немедленного анализа на борту, показаны условия и сроки хранения проб для последующих анализов в стационарной лаборатории (режим, посуда и т.д.).

Значительную долю в исследованиях составляли экспериментальные и модельные работы, целью которых было изучить протекающие в осадках процессы. Исследовались процессы диффузии, формирования хлоридно-натриево-кальциевых вод, обмена, а также значение для накопления элементов в осадках сорбционных процессов, условия перехода элементов из осадков в воду, связи элементов с отдельными фракциями органического вещества (ОВ) и др.

Для определения отдельных элементов в иловых водах были разработаны микро- и полумикрометоды титриметрического и гравиметрического анализов, применялись фотометрические и потенциометрические методы. Со временем методы совершенствовались (применялись более чувствительные и избирательные реагенты, фотометрическое окончание анализов и т.д.). Методы калибровались

по точным растворам и с помощью добавок, проводились сравнения разных методов.

Комплекс исследований иловых вод включает изучение распределения элементов:

1) основного солевого состава (99,9%) – Cl, Br, щелочного резерва, S в виде сульфатов, Na, Ca, K, Mg, общей минерализации;

2) биогенных – P (в виде фосфатов), Si($SiO_2$) и N в виде аммония;

3) малых рассеянных и других – B, I, F, As.

Все эти исследования проводятся систематически в течение 20 лет.

В лаборатории физико-геологических исследований начаты работы по изучению микроэлементов в иловых водах. Так, методом атомной абсорбции получены данные (В.В. Гордеев) о распределении в иловых водах некоторых микроэлементов (Zn, Cu, Cd, Fe, Ni, Mn, Li, Pb). Изучаются изотопы O (С.Д. Николаев). В других подразделениях Института океанологии АН СССР проводятся исследования в иловых водах ОВ и его отдельных компонентов: аминокислот, углеводов, белков (Е.А. Романкевич). В других родственных институтах изучаются изотопы S сульфатов.

В настоящее время в Советском Союзе иловые воды изучаются, кроме Института океанологии, в МГУ коллективом сотрудников под руководством проф. М.Г. Валяшко. В этих работах наибольший интерес, с точки зрения автора, представляют экспериментальные и модельные исследования процессов. Некоторые исследования проводятся в Институте геологических наук АН УССР.

Для интерпретации результатов анализа иловых вод и решения главной задачи – познания процессов, развивающихся в осадках, – требуется и широкая информация о составе и свойствах твердой фазы, равновесной иловой воде. Для получения необходимых данных, кроме собственных исследований иловых вод (физико-химические параметры, содержание в осадках ряда элементов, в частности I, Br, Cl, F, P, B, As и др.), используются материалы других лабораторий Института океанологии и родственных институтов.

Таким образом, при обсуждении результатов анализа иловых вод привлекаются данные о физико-химических параметрах осадков, их химическом, гранулометрическом, минералогическом составе, содержании ОВ и его компонентов, составе глинистых минералов, емкости обмена и обменных катионов, возрасте и т.д. Учитываются также результаты литологических исследований, а также данные о конкрециях, биогенных включениях и т.д.

В настоящее время благодаря возможности проведения совместных работ с лабораторией физико-геологических исследований (А.П. Лисицын) намечено расширить объем и комплекс работ по иловым водам с применением инструментальных методов, а также поставить более глубокие исследования отдельных процессов, требующие одновременного применения разных методов.

Следующим этапом изучения донных отложений, в том числе иловых вод, является проникновение в глубь отложений методом глубинного бурения. Эти исследования осуществляются учеными США[1].

В настоящее время в США иловые воды систематически изучаются в океанографических институтах и в ряде университетов Калифорнии и других штатов. Много внимания уделяется методическим вопросам в области как выделения иловых вод, так и их анализа (мы не касаемся методов получения кернов при бурении). Эксперименты по изучению зависимости концентраций отдельных ионов иловой воды от давления [Manheim, 1966] подтвердили полученные ранее результаты аналогичных экспериментов [Шишкина, 1956, 1968]. При изучении температурного режима отжимания было показано его влияние на концентрацию отдельных ионов иловых вод [Mangelsdorf et al., 1969; Bischoff et al., 1970]. И хотя влияние природных процессов на изменение состава вод далеко превосходит влияние температур, все же следует признать, что для получения более корректных результатов впредь выделение иловых вод следует, несмотря на технические трудности работы в судовых условиях, проводить при температуре in situ.

Были выполнены большие методические работы по определению точности, воспроизводимости отдельных методов, проведены сопоставления разных методов и т.д.

В комплекс исследований иловых вод входит определение элементов основного солевого состава, биогенных Sr и Ba, микроэлементов (Li, Mn, Zn, Fe, Co, Ni, Cu). Для определения Cl, Alk, Br, $SO_4$, биогенных элементов применяются химические методы с потенциометрическим, колориметрическим, фотометрическим и гравиметрическим окончанием, а для определения биогенных элементов – параллельно методы эмиссионной спектроскопии. Для некоторых макро- и микроэлементов разработаны методы атомной абсорбции с предварительным разведением или концентрированием, применяется пламенная фотометрия и эмиссионная спектрометрия.

Широко используется изотопный анализ: изучают изотопы O и H в воде; O в сульфатах, кремнекислоте, карбонатах; C в карбонатах; S в сульфатах и т.д. Проводится исследование растворенных в иловой воде газов, их химический и изотопный состав и т.д. Изучается растворенное ОВ и его состав, всесторонне исследуется твердая фаза.

За два десятилетия систематических исследований в Институте океанологии были изучены иловые воды верхней 10-метровой толщи всех типов осадков и всего многообразия физико-химических условий осадкообразования в Мировом океане.

Так, были исследованы иловые воды пелагических осадков Тихого, Атлантического и Индийского океанов (в широтном направлении через все три океана, в меридиональном – на разрезах в Тихом

[1] В последние годы эти исследования проводятся совместно с советскими учеными.

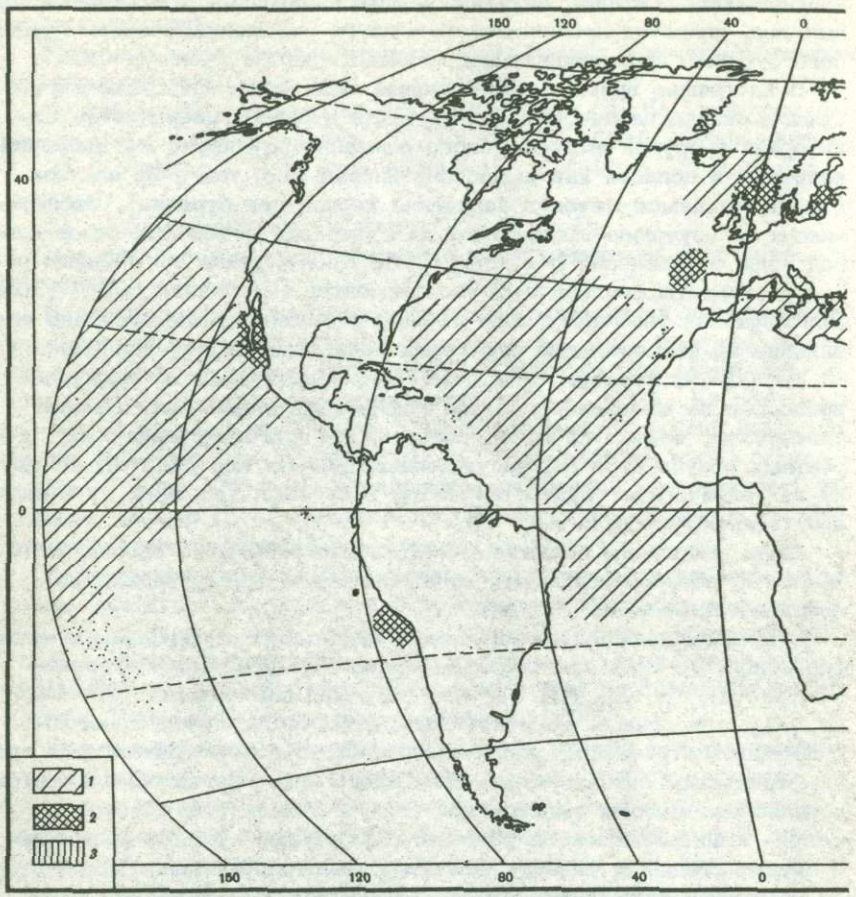
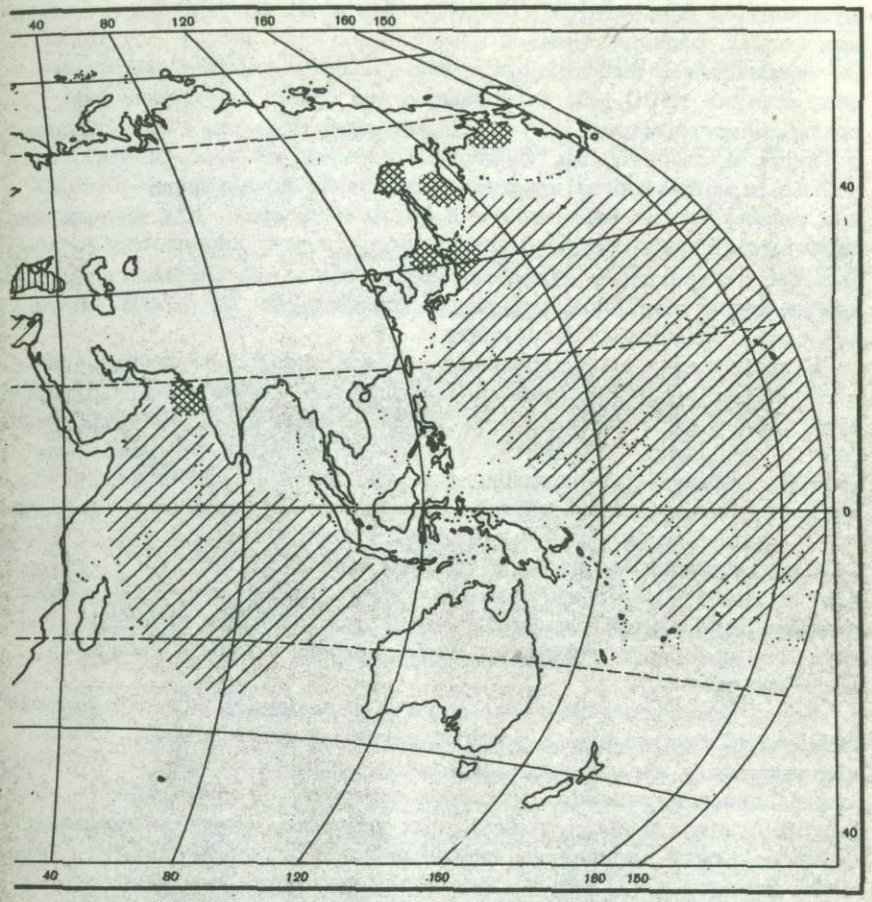



Рис. 1. Схема распространения иловых вод различного типа
*1* – морской тип; *2* – хлоридно-щелочной; *3* – хлоридно-натриево-кальциевый

океане от берегов Охотского моря до 15° ю.ш., в Атлантическом океане – от берегов Норвегии до 20° ю.ш.). Большой комплекс исследований проводился на шельфах и склонах, особенно в районах высокой биологической продуктивности у берегов Юго-Западной Африки и Южной Америки (Перу), а также у берегов Мексики, в Калифорнийском заливе. Изучаются иловые воды рудных осадков, осадков рифтовых зон и т.д. Накоплен большой материал по иловым водам глубоководных желобов и впадин как окраинных, так и пелагических, получена обширная информация об иловых водах окраинных и внутриконтинентальных морей, наиболее подробная для Охотского и Черного морей.

В результате анализа собранного и обработанного по единому методу материала, охватывающего иловые воды основных типов






осадков океана, окраинных и внутриконтинентальных морей, и его сопоставления с другими характеристиками, экспериментальными и литературными данными были намечены основные общие закономерности формирования химического состава иловых вод Мирового океана.

Так, было установлено, что в осадках различных областей современного океана в зависимости от физико-химических условий содержатся воды, которые можно отнести к трем типам (рис. 1).

Первый тип – морской – характеризуется постоянством основного солевого состава в вертикальном разрезе на протяжении сотен тысяч, а по данным бурения, – 100 млн. лет. Эти воды распространены в глубоководных осадках океана и открытых морей, отличающихся химическим и минералогическим составом, но имеющих об-

щую черту – бедность ОВ. В пелагических осадках океана – в красных глинах, радиоляриевых и известковых илах низкое содержание ОВ обеспечивает высокий окислительно-восстановительный потенциал порядка +500 мВ, нейтральную или слабокислую реакцию среды. В солевом составе иловых вод этих осадков, исследованном в Тихом, Атлантическом, Индийском океанах, по поверхности и вертикали наблюдаются небольшие колебания концентраций отдельных элементов, не изменяющие в целом типа воды. Для иловых вод характерны низкие величины щелочного резерва, иногда слабое повышение концентрации сульфатов, тенденция к увеличению содержания щелочных металлов, понижение концентрации Mg, постоянство или слабое изменение содержания Ca.

В направлении от центральных районов океанов к их периферии в глинистых осадках с немного большим содержанием ОВ наблюдается медленная метаморфизация солевого состава иловых вод. Уменьшается содержание сульфатов, возрастает щелочной резерв, намечается понижение концентрации Ca. Однако эти преобразования по вертикали из-за все же низкого содержания ОВ происходят настолько медленно, что в течение сотен тысяч лет новый тип вод не образуется, несмотря на сдвиги в составе отдельных компонентов. Такое же слабое изменение солевого состава иловых вод наблюдается в диатомовых, в той или иной степени разбавленных глинистым материалом осадках центральных глубоководных желобов, впадин и котловин океана.

Воды, отнесенные ко второму типу, названному хлоридно-щелочным, почти бессульфатны, распространены в обогащенных ОВ осадках морских и океанических окраин, на шельфах и склонах, в окраинных впадинах и желобах, в осадках внутриконтинентальных морей. В этих осадках в восстановительных условиях, характеризующихся отрицательными величинами окислительно-восстановительного потенциала порядка -200 мВ и щелочной реакцией среды с pH ≈ 8, иловые воды в вертикальном разрезе закономерно метаморфизируются и на глубинах в несколько метров от поверхности дна из морских практически полностью преобразуются в хлоридно-щелочные. Они имеют высокий щелочной резерв, пониженные концентрации Mg *и особенно* Ca, *сульфаты почти полностью отсутствуют.* В них накапливаются аммонийный N, Br, I, As, часто присутствует $H_2S$, их общая минерализация немного понижена против минерализации воды бассейна.

Воды третьего типа – хлоридно-натриево-кальциевые – формируются в процессе диагенеза в осадках внутриконтинентальных водоемов с изменяющимся на протяжении их геологической истории гидрохимическим *режимом. Такие воды были впервые нами обна*ружены на глубинах 4-5 м от поверхности дна в четвертичных осадках Черного моря. Они характеризуются минерализацией около 15 г/л, высокой концентрацией Ca – около 1 г/л. В них резко меняются все геохимические коэффициенты; понижены Na/Cl, K/Cl, Mg/Cl, напротив, повышены Ca/Cl, Na/K, Ca/Mg. Состав анионов

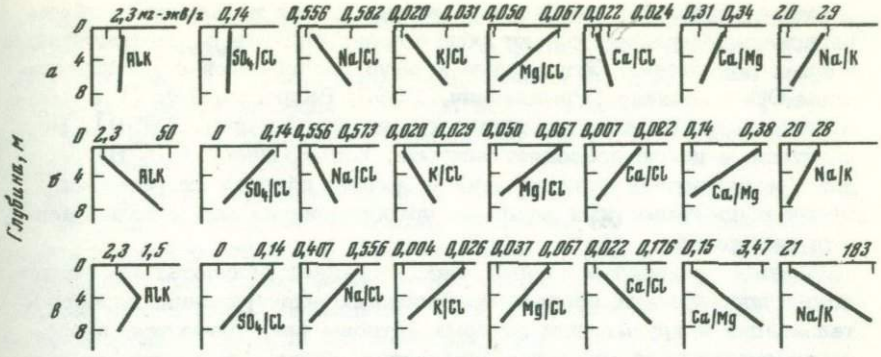



Рис. 2. Схема изменений по вертикали геохимических коэффициентов в иловых водах различных морского (*а*), хлоридно-щелочного (*б*), хлоридно-натриево-кальциевого (*в*) типов

Содержания элементов, г/кг

представлен почти одним Cl, содержание сульфатов и величины щелочного резерва низкие, в них, так же как и в хлоридно-щелочных водах, накапливаются аммонийный N, Br и I.

*Таким образом, в то время как в открытом океане на основной* площади его дна распространены иловые воды морского типа, в районах, прилегающих к берегам в окраинных желобах и впадинах, в осадках внутриконтинентальных морей, т.е. в местах накопления ОВ, первоначально захваченные в процессе осадкообразования морские воды в дальнейшем в толще осадков преобразуются в другие типы вод (рис. 2) [Шишкина, 1972].

Основным процессом, преобразующим иловые воды, по тем изменениям, которые он вносит в солевой состав иловой воды, следует признать микробиологическое восстановление сульфатов.

Редукция сульфатов, протекающая в обогащенных ОВ осадках, в результате жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий, использующих в качестве питания ОВ, приводит к понижению концентрации сульфатов и $SO_4/Cl$ коэффициента в иловых водах. В процессе восстановления сульфатов происходит замена в иловой воде аниона сильной кислоты – серной, анионом слабой – угольной, что является главной причиной формирования высокого щелочного резерва, повышения активной реакции и осаждения $CaCO_3$. В результате восстановления сульфатов создается градиент концентраций, что вызывает новое поступление их из придонных в иловые воды. Непрерывное течение этого процесса приводит к преобразованию иловых вод в хлоридно-щелочные и к накоплению в осадках новообразований – сульфидных минералов и диагенетического $CaCO_3$ и, возможно, Mg.

В бедных ОВ осадках океана восстановления сульфатов не происходит и щелочной резерв имеет низкие значения. Щелочной резерв и концентрация аммония являются весьма четкими индикато-

рами диагенеза, их изменения в иловых водах на широтном и меридиональных разрезах дают общее представление о метаморфизме иловых вод океана. Эти данные хорошо согласуются с распределением ОВ в осадках [Романкевич, 1962; Вихренко, 1967] и распределением биомассы планктона и бентоса [Богоров, 1959]. Весь комплекс в целом позволяет вскрыть, как отмечает А.П. Виноградов[1], взаимосвязь всех явлений в океане, начиная от развития жизни в поверхностных водах до преобразования вод в толще донных отложений.

Состав катионов в иловых водах отражает результат противоположно направленных процессов подводного выветривания, перекристаллизации и других, при которых катионы накапливаются, и процесса аутигенного минералообразования, когда они извлекаются из иловой воды. В результате изучения поведения главных катионов при различных физико-химических условиях в иловых водах океана, окраинных и внутриконтинентальных морей было показано, что для Mg характерны пониженные содержания во всех типах иловых вод, что является следствием образования в осадках карбонатных и глинистых минералов и его участия в процессах обмена. В ряде случаев наблюдается корреляция между Mg/Cl коэффициентом в иловых водах и содержанием монтмориллонита в осадках.

Щелочные металлы (Na, K) в иловых водах океана характеризуются повышенными концентрациями (при этом K в большей степени) и значениями Na/Cl и K/Cl коэффициентов и пониженным Na/K. В других геохимических условиях при восстановительной обстановке K из иловых вод в ряде случаев извлекается, например в Черном море.

В изменениях катионного состава иловых вод наибольший интерес представляет накопление Ca в иловых водах Черного моря и превращение их на глубинах 4–5 м от дна в хлоридно-натриево-кальциевые воды. Поскольку эти воды характерны для глубинных слоев земной коры, обнаружение их в современных морских осадках вызвало большой интерес. В связи с этим автором проводились экспериментальные и модельные исследования процесса их образования. Было показано, что эти воды формируются в осадках в процессе обмена, который стимулируется диффузным поступлением из верхних слоев среди других ионов и иона Na, преобладающего по концентрации [Шишкина, 1957, 1972].

При изучении иловых вод определенный интерес представляет интерпретация вертикального распределения Cl [Бруевич, 1946, 1952, 1956; Бруевич, Зайцева, 1958, 1960; Kullenberg, 1952; Bischoff, Ten-Lung-Ku, 1970].

Cl может быть использован как индикатор истории гидрохимического режима бассейнов геологического прошлого и, следовательно, условий осадкообразования. Использование Cl в этих целях определяется его химическими свойствами, высокой растворимостью

[1] Предисловие к книге О.В. Шишкиной "Геохимия морских и океанических иловых вод". М.: Наука, 1972.

его солей, отсутствием способности к сорбции при существующих в океане pH, устойчивостью к изменению физико-химических условий. Эти свойства Cl обусловливают корреляцию, которая наблюдается между его распределением в иловых водах, с одной стороны, и характером осадков, распределением фауны, физико-географической обстановкой - с другой.

Исследования, проведенные в различных морских бассейнах в разное время и разными авторами, показали, что возникновение градиента концентрации Cl (а следовательно, и градиента солености) вызывается природными физико-географическими явлениями: изменением уровня моря, вызванным разными причинами, проникновением инородных пресных или соленых вод и т.д.

Работы последних лет показали, что при возникновении градиентов концентраций в иловых водах толщи осадков по вертикали развивается процесс диффузии. В случае малых градиентов концентраций (как в океане и открытых морях) диффузия будет менее эффективно выравнивать первоначальное распределение Cl. При возникших исторически больших градиентах концентрации как в Черном, Балтийском и других морях и окраинных участках океана, диффузия играет решающую роль в вертикальном его распределении.

Таким образом, вертикальное распределение Cl в иловых водах отражает историю гидрохимического режима древнего бассейна. Но абсолютные величины хлорности в иловых водах сегодня не соответствуют хлорности вод древнего бассейна, так как они изменены процессом диффузии [Шишкина, 1966, 1974].

Представление о влиянии диффузии на солевой состав иловых вод получает дальнейшее развитие при анализе материалов бурения в районах распространения диапировых структур. Возможности использовать Cl как индикатор расширяются и уточняются с одновременным учетом данных о близком ему по свойствам элементе Br и Cl/Br отношениях.

Для изучения протекающих в морских осадках процессов оказался эффективным метод проведения широкого комплекса одновременных исследований натурального осадка, его фракций и включений, придонной и иловой воды. В последние годы такой комплекс исследований проводился автором совместно с Г.Н. Батуриным в районах, характеризующихся высокой биологической продуктивностью; у берегов Перу, Чили и Юго-Западной Африки [Шишкина и др., 1972; Шишкина, Батурин, 1973; Батурин, Шишкина, 1973].

В результате этих работ впервые были получены представления о физико-химических параметрах осадков и химическом составе иловых вод - среды, где протекает процесс современного фосфатонакопления. Для осадков характерны восстановительные или слабоокислительные условия, для иловой воды - значительная степень метаморфизма, высокий щелочный резерв, пониженное содержание сульфатов и накопление до высоких концентраций P (до 5-6 мг/кг), F (до 5-10 мг/кг), аммония (до 66 мг/кг) и т.д. Получены количественные представления о концентрациях фосфоритобразующих эле-

ментов (P, F) в придонных и иловых водах, в осадках, биогенных и минеральных фосфатных образованиях (рис. 3). Было, в частности, установлено, что необходимые для химического осаждения фосфатов концентрации P не существуют не только в толще вод районов подъема глубинных вод, но и в придонных водах этих районов. Этим условиям отвечают только иловые воды продуктивных районов, где концентрация P в 20–60 раз выше, чем в придонных водах. Предложенный метод позволил проследить пути миграции и накопления элементов, в частности P, F, I, As и др. Так, например, в процессах фосфатонакопления, образования и литификации фосфоритовых конкреций и фоссилизации костного фосфата происходит разделение путей миграции двух крайних членов группы галогенов. F накапливается, а I, напротив, высвобождается и вместе с продуктами минерализации ОВ переходит в жидкую фазу осадков.

Подводя итоги исследованиям иловых вод в Институте океанологии, следует отметить, что основные усилия в последние годы были направлены на углубленное изучение процессов, определяющих общие и специфические закономерности метаморфизма иловых вод, миграции и накопления отдельных элементов. Выбор элементов определялся их ролью как индикаторов геохимической обстановки осадкообразования или генезиса вод, или участия их в образовании полезных ископаемых морского осадочного происхождения.

В геохимии иловых вод глубоких слоев осадков, полученных учеными США при бурении, наиболее интересные результаты, как нам представляется, сводятся к следующему. Исследования иловых вод в открытой части океанов показали постоянство концентраций отдельных макрокомпонентов в течение 100 млн. лет и более. Это означает, что 90–100 млн. лет назад вода океана имела современный состав и с тех пор он практически не менялся. Эта информация, помимо общепознавательного интереса, имеет, как отмечал Н.М. Страхов, большое значение для построения теории послерифейского литогенеза [Страхов, 1971].

Изучение вертикального распределения Cl в иловых водах глубоких горизонтов подтвердило его значение как индикатора геохимической обстановки. В одних случаях в окраинных частях океана и морей наблюдалось понижение его содержания по разрезу, которое указывало на возможное проникновение в толщу осадков пресных вод. Вторжение пресных вод могло происходить в результате продолжения водоносных пластов суши на дно океана в районах склонов [Мангейм, 1966] или стока в прошлом талых ледниковых вод и опреснения прибрежной части бассейна, как, например, в Норвежском и Балтийском морях [Шишкина, Быкова, 1966; Kullenberg, 1954]. В других случаях было обнаружено постепенное повышение концентраций Cl в иловых водах толщи осадков, расположенных над соляными куполами, вызванное их растворением и диффузным распространением ионов вверх. Изучение соотношений Cl и Br в иловых водах позволило получить представление о стадии развития захороненных эвапоритов.

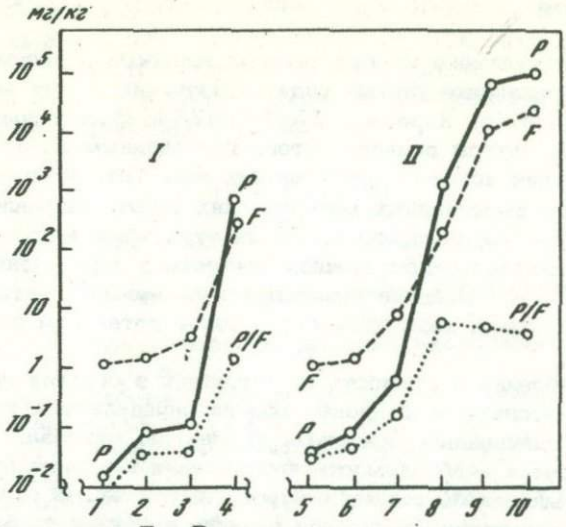



Рис. 3. Содержание F и P в водах и осадках океана

Открытый океан (I): 1–3 – воды (1 – поверхностные, 2 – придонные, 3 – иловые), 4 – осадки; продуктивные прибрежные зоны (II): 5–7 – воды (5 – поверхностные, 6 – придонные, 7 – иловые), 8 – осадки, 9–10 – фосфоритовые конкреции (9 – нелитифицированные, 10 – литифицированные)

Распределение основных элементов в иловых водах толщи осадков над соляными куполами дает ясное представление о роли диффузии в формировании солевого состава этих вод. Постоянство концентраций элементов в иловых водах толщи осадков открытого океана указывает на отсутствие или минимальное развитие диффузии, поскольку нет градиентов концентраций, но эти же данные показывают и отсутствие эффекта фильтрации. Действительно, в осадках на глубинах в сотни метров, где их уплотнение должно было бы придать им свойство полупроницаемой мембраны, этого эффекта не наблюдается.

Исследования катионного состава иловых вод позволяют вскрыть закономерности процесса минералообразования в осадках океана – проблему чрезвычайно сложную. Важным является изучение распределения в процессе выветривания отдельных катионов и влияния температурного эффекта на этот процесс. Во многих исследованных скважинах в иловых водах на больших глубинах наблюдается обратная зависимость между содержанием Ca и Mg. Причины, вызывающие такое распределение, в настоящее время изучаются. До сих пор нет ясного представления о зависимости закономерностей ионно-обменных процессов от температуры, мало данных о температурных градиентах в глубоких слоях осадков океана, различна степень изученности поведения отдельных элементов и процессов. Наиболее изученными считаются процессы редукции сульфатов и свя-

занные с ними процессы образования сульфидных и карбонатных минералов.

Пути к разрешению многих неясных вопросов в рассматриваемой области американские ученые видят в изучении малых элементов и изотопов [Initial Reports..., 1969-1973]. В обзорных работах американские авторы подводят итоги проведенным за время организации бурения исследованиям иловых вод. Так, отмечается большой комплекс выполненных методических работ, направленных на проверку точности, воспроизводимости отдельных аналитических методов, указывается недостаточная точность в определениях pH, $\Sigma CO_2$ и $SiO_2$. Найдена зависимость содержания катионов от температуры, показана необходимость в более детальном отборе проб из скважин.

Для углубления в сущность протекающих в осадках процессов в комплекс исследований иловых вод на определенных этапах были включены исследования биогенных элементов, микроэлементов и изотопов. Отмечена необходимость продолжения изучения влияния на состав иловых вод загрязнения буровыми водами. В связи с тем, что было установлено бесспорное влияние диффузии на формирование состава иловых вод, указана необходимость изучения зависимости скорости диффузии от глубин в осадках. На основании уже проведенных исследований были выделены отдельные районы, отдельные скважины, в которых тот или иной процесс протекает в наиболее чистых условиях, признано целесообразным проведение более детальных исследований именно в указанных местах [Geochemical..., 1973].

Интерес к изучению иловых вод и необходимость расширения этих исследований очевидны. Пути к этому автор видит в организации совместных исследований разных подразделений Института океанологии с другими организациями. То обстоятельство, что Советский Союз, и Институт океанологии в частности, принимает участие в международных работах по бурению, расширяет наши возможности, но и налагает на нас определенные обязательства. В исследованиях иловых вод необходимо расширить набор элементов, включив микроэлементы, наиболее показательные для изучения отдельных процессов. Необходимо систематически изучать изотопы, провести некоторые методические усовершенствования, шире привлекать физические методы и т.д.

Заманчивые возможности получения материала из глубоких слоев осадков не должны, как кажется автору, снизить наш интерес и усилия в изучении колонок осадков, добываемых трубками. Необходимо добиться систематических, там, где это нужно, качественных сборов придонных вод для продолжения наших работ по рассматриваемой проблеме.

Поскольку Институт океанологии в настоящее время проводит исследования в рифтовых зонах, в местах возможного проявления гидротермальной активности, необходимо, чтобы комплекс геолого-геохимических работ в этих районах всегда сопровождался геофизическими исследованиями. Для интерпретации получаемой инфор-

мации необходимы сведения о тепловом потоке, магнитных и гравиметрических аномалиях, геологическом строении и т.д. Возможность расширить и углубить интерпретацию результатов исследований иловых вод на шельфах и склонах дало бы проведение комплекса работ на прилегающих участках континентов.

## ЛИТЕРАТУРА


Батурин Г.Н., Шишкина О.В. Поведение фтора в процессе фосфоритообразования в океане. – Океанология, 1973, т. 13, № 4.

Богоров В.Г. Биологическая структура океана. – ДАН СССР, 1959, т. 128, № 4.

Бруевич С.В. Соленость грунтовых растворов Каспийского моря. – ДАН СССР, 1946, т. 54, № 3.

Бруевич С.В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря. – ДАН СССР, 1952, т. 84, № 3.

Бруевич С.В. К химии осадков Охотского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1956, т. 17.

Бруевич С.В., Зайцева Е.Д. К химии осадков Берингова моря. – Тр. ИО АН СССР, 1958, т. 26.

Бруевич С.В., Зайцева Е.Д. К химии осадков северо-западной части Тихого океана. – Тр. ИО АН СССР, 1960, т. 42.

Вихренко Н.М. Содержание и состав органического вещества в осадках северной части Атлантического океана. – В кн.: Материалы конф. по результатам океанол. исслед. в Атлантическом океане. Калининград, 1967.

Мангейм Ф.Т. Распределение солей в интерстициальных водах в кернах скважин на дне Атлантического океана в районе Флориды. – В кн.: II Междунар. океанограф. конгр.: Тез. докл. М., 1966.

Романкевич Е.А. Органическое вещество в поверхностном слое осадков западной части Тихого океана. – Океанол. исслед., 1962, № 5.

Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза. – Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.

Шишкина О.В. Методика получения морских иловых вод и исследования их солевого состава. – Тр. ИО АН СССР, 1956, т. 17.

Шишкина О.В. Хлоридно-натрий-кальциевые воды в четвертичных отложениях Черного моря. – ДАН СССР, 1957, т. 116, № 2.

Шишкина О.В. К определению интенсивности обмена химическими элементами на границе раздела придонные воды – морские осадки. – В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М.: Наука, 1966.

Шишкина О.В. Методы исследования морских и океанических иловых вод. – В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.

Шишкина О.В. О возможности использования данных распределения хлора в иловых водах для палеогидрохимических реконструкций. – Океанология, 1974, т. 14, вып. 6.

Шишкина О.В., Батурин Г.Н., Быкова В.С. Фтор в иловых водах и осадках высокопродуктивных зон океана. – Геохимия, 1972, № 8.

Шишкина О.В., Батурин Г.Н. Характерные черты метаморфизации иловых вод шельфа Юго-Западной Африки. – Морские гидрофиз. исслед., 1973, № 3 (62).

Шишкина О.В., Быкова В.С. Некоторые данные о физико-химических характеристиках осадков и химии иловых вод Норвежского моря. – Исслед. в Атлантическом океане: Экспресс-информ. сб., 1966, № 2.

Bischoff J.L., Greer R.E., Luistro A.O. Composition of Interstitial Waters of Marine Sediments: Temperature of Squeezing Effect. – Science, 1970, vol. 167.

Bischoff J.L., Ten-Lung-Ku. Role fluids of recent marine sediments: I. Oxcidizing sediments of 20°N, Continental rise to mid-atlantic ridge. – J. Sediment. Petrol., 1970, vol. 40, N 3.

Geochemical investigations in the Caribbean Sea: National Science Foundation. San Diego: University of California, 1973.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. San Diego: University of California, 1969–1973. Vol. 1–21.

Kullenberg B. On the salinity of the water contained in marine sediments. Götebord, 1952.

Kullenberg B. On the presence of Sea water in the Baltic icelake. – Tellus, 1954, vol. 6, N 3.

Mangelsdorf P.C., Milson T.B.S., Daniell E. Potassium enrichments in interstitial waters of recent marine sediments. – Science, 1969, vol. 165.

Manheim F.T. A hydraulic squeeser for obtaining interstitial water from consolidated and unconsolidated sediments. – Geol. Surv. Res., 1966, p. 256.

УДК 552.5:550.4:553.981:553.982(925.18)

*Ю. К. БУРЛИН, О. К. БАЖЕНОВА, В. В. ДОНЦОВ*

# ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

В пределах северо-западной части Тихоокеанского пояса в переходной части от океана к материку выделяется ряд осадочных известных и возможных нефтегазоносных бассейнов, отличающихся по геологическому строению, условиям образования и составу нефтегазоматеринских и нефтегазоносных толщ.

Нефтегеологическое районирование этой территории проводилось с позиций осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа и учения о главной фазе нефтеобразования (ГФН), определяющей связи между условиями формирования бассейнов, процессами катагенеза отложений, слагающих бассейн, и процессами генерации и аккумуляции углеводородов (УВ).

В зависимости от своего положения в переходной зоне континент-океан, от типа коры, от строения обрамления выделенные осадочные бассейны, по классификации Б.А. Соколова, относятся к следующим генетическим типам: 1) периокеанические, среди которых выделяются бассейны глубоководных котловин (Командорско-Олюторский) и связанные со структурами островных дуг (Южно-Охотский); 2) периконтинентально-складчатые (Хатырский) и 3) внутрискладчатые (Восточно-Камчатский, Ильпинско-Вывинский, Анадырский и Пенжинский).

В пределах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости выделяется ряд крупных структурно-формационных зон, отличающихся по составу слагающих их формаций и времени формирования основных структурных элементов. Закономерное пространственное распределение однотипных, но разновозрастных формаций с омоложением в сторону Тихого океана позволяет выделить в пределах этой области три разновозрастные структурно-формационные зоны: Анадырско-Корякскую, Камчатско-Ильпинскую и Восточно-Камчат-

ско-Олюторскую [Авдейко, 1972]. В основу выделения этих зон положен возраст кремнисто-вулканогенных формаций, с которыми связываются ранние стадии геосинклинального этапа развития. Выделенные тектонические зоны отличаются не только временем формирования кремнисто-вулканогенных формаций (соответственно верхнеюрско-нижнемеловой, верхнемеловой и палеогеновой), но и всем последующим ходом геологического развития.

Тектонические элементы указанных зон находят свое продолжение в пределах шельфовых зон Охотского и Берингова морей для первых двух зон и в пределах глубоководных частей Берингова моря, Кроноцкого и Камчатского заливов для структур Восточно-Камчатско-Олюторской зоны.

Анадырско-Корякская зона. В геосинклинальном развитии этой зоны выделяются три стадии: первая (поздняя юра-неоком) соответствует формированию единого комплекса вулканогенно-кремнистых и сланцево-граувакковых формаций; вторая (альб-сенон) - накоплению морских терригенных, местами флишевых формаций; третья стадия начинается в позднем сеноне и характеризуется интенсивным складкообразованием (сначала отлагались морские осадки, затем преимущественно континентальные, частично вулканогенные, т.е. эта стадия типично орогенная с характерным набором формаций). С конца раннего неогена выделяется постгеосинклинальная стадия развития.

Камчатско-Ильпинская зона. В геосинклинальном развитии этой зоны также выделяется три стадии, первые две относятся к собственно геосинклинальному этапу развития, последняя - к орогенному. В первую стадию, охватывавшую позднемеловую эпоху, происходило накопление комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций в едином прогибе северо-восточного простирания. Вторая стадия характеризуется дифференцированным тектоническим развитием. В пределах Ильпинско-Вывенского и Центрально-Камчатского палеопрогибов идет накопление преимущественно флишевых толщ. Переход к орогенной стадии развития в различных частях зоны происходит в разное время. Так, в Тигильском районе западной Камчатки орогенная стадия началась с олигоцена - в более восточных частях зоны этот переход относится к раннемиоценовому и даже среднемиоценовому времени, нижняя морская моласса в Хатырском прогибе имеет олигоцен-раннемиоценовый возраст, а в Ильпинско-Вывенском - миоценовый.

Таким образом, наблюдается многократно отмечавшееся ранее смещение возрастных границ молассовой формации, что свидетельствует о миграции тектонических процессов в направлении к океану даже в пределах одной зоны.

Восточно-Камчатско-Олюторская зона. Эта зона рассматривается как область незавершенного геосинклинального развития. Возраст сланцево-граувакковой и кремнисто-вулканогенной формации в пределах Восточно-Камчатского и собственно Олюторского (Нижнепахачинского) прогибов палеоцен-эоценовый, возможно, олигоце-

новый. Для обоих указанных прогибов, относящихся к этой зоне, характерна большая мощность олигоцен-раннемиоценовых флишевых комплексов, незначительная мощность молассовых формаций, в Нижнепахачинском прогибе моласса вовсе отсутствует.

В пределах Корякско-Камчатской складчатой области выделяется ряд возможно нефтегазоносных бассейнов (ВНГБ), отличающихся по структуре, характеру нефтепоисковых признаков, составу и мощности нефтепроизводящих толщ, что предопределяется положением этих бассейнов в различных тектонических зонах (рис. 1).

В пределах Анадырско-Корякской зоны расположены Пенжинский, часть Охотско-Камчатского (Ичинская впадина) и Анадырский бассейны. В последнем в недавнее время получены полупромышленные притоки нефти и газа.

Анадырский бассейн представляет собой позднеорогенную впадину, выполненную толщей кайнозойских отложений.

Бассейн сформировался уже после завершения геосинклинального режима, и значительная часть слагающих его толщ мощностью свыше 3000 м представлена постгеосинклинальными отложениями, образовавшимися в лагунных прибрежных, континентальных, местами морских условиях и преобразованными до этапа длиннопламенных углей (рис. 2). Содержание органического вещества (ОВ) в этих породах значительно (3-5%), но его гумусовый состав и низкая степень катагенеза определили в них возможность процесса только газообразования. Низкие значения коэффициента $\beta^{ХБ}$ хлороформенного и невысокое содержание масел в ХБА указывают на отсутствие процессов интенсивного новообразования жидких УВ в этих отложениях. Из пород геосинклинального этапа в строении бассейна участвуют палеогеновые и сенон-датские образования, относимые к орогенным формациям. В палеогеновых терригенных отложениях содержание $C_{орг}$ резко сокращается по сравнению с перекрывающими их образованиями и только местами достигает 1,5-2%, степень катагенеза ОВ в них отвечает в основном длиннопламенным углям, реже газовым. Значительная доля сапропелевого вещества, т.е. более благородный состав исходной органики, предопределила процесс новообразования жидких битумоидов в этой толще. Это позволяет предполагать здесь проявление ГФН, что выразилось в данном случае в увеличении доли битуминозных компонентов в ОВ - $\beta^{ХБ}$ и увеличении масляной фракции хлороформенных битумоидов. Главная фаза нефтеобразования проявляется в этих породах начиная с глубины 1500 м. Возможность нефтеобразования в палеогеновых отложениях подтверждается получением из них полупромышленных притоков нефти. На примере Анадырского бассейна очень хорошо видно, как влияет состав исходного ОВ на условия проявления ГФН. Так, в меловых отложениях при таких же, как и в палеогеновых, содержаниях ОВ в более жестких термобарических условиях, казалось бы, следовало ожидать интенсификацию процессов новообразования жидких УВ. В данном же случае наблюдается обратная картина, т.е. в меловых отложениях намечается сниже-

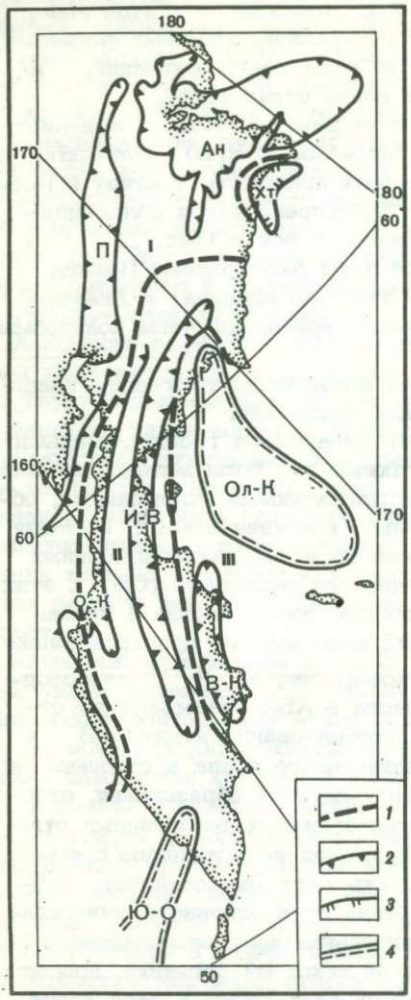



Рис. 1. Схема расположения нефтегазоносных бассейнов Корякско-Камчатской области

*1* – границы между структурно-формационными зонами (I – Анадырско-Корякская, II – Камчатско-Ильпинская, III – Восточно-Камчатско-Олюторская); границы нефтегазоносных бассейнов: *2* – внутрискладчатых, *3* – периконтинентальных, *4* – периокеанических. Нефтегазоносные бассейны: *Ан* – Анадырский, *Хт* – Хатырский, *П* – Пенжинский, *Ол-К* – Олюторско-Командорский, *И-В* – Ильпинско-Вывенский, *В-К* – Восточно-Камчатский, *О-К* – Охотско-Камчатский, *Ю-О* – Южно-Охотский

ние коэффициента $\beta^{ХБ}$ и содержания масел в ХБА из-за ухудшения качества ОВ и роста в нем доли гумусовой составляющей.

Ичинская впадина, являющаяся частью Охотско-Камчатского бассейна, имеет блоковое строение. В наиболее погруженных частях ее мел-палеогеновые толщи, представленные терригенными отложениями орогенной стадии, достигают глубин 2500–3000 м и преобразованы до этапа Г-Ж-углей, т.е. попадают в главную зону нефтеобразования. Возможность нефтегазообразования в этих отложениях подтверждается полученными в 1973 г. полупромышленными притоками газоконденсата с глубины 2100 м. Таким образом, как для Анадырского, так и для части Охотско-Камчатского бассейна (Ичинской впадины) характерно участие в процессах нефтегазообразования пород в основном орогенного этапа и в меньшей степени – постгеосинклинальных образований. Главная фаза нефтегазообразования в бассейнах этой зоны начинает проявляться с глубин 1500–2000 м. Процессы газообразования преобладают над процессами нефтеобразования.

Хатырский и Ильпинско-Вывенский возможные нефтегазоносные бассейны Камчатско-Ильпинской зоны относятся к разным генети-

ческим типам, но тем не менее имеют много общих черт, касающихся прежде всего возможной нефтегазоносности. Сходство их сводится к следующим признакам: 1) большая мощность (5000–6000 м) слагающих бассейн терригенных и вулканогенно-терригенных толщ, образовавшихся в нормальном морском бассейне; 2) незначительная роль вулканогенных образований; 3) наличие песчаных пачек с хорошими коллекторскими свойствами, незначительная роль трещинных коллекторов; 4) развитие брахиформных и гребневидных складок, значительная роль разрывных нарушений, основные типы ожидаемых залежей: пластово-сводовые, тектонически экранированные.

Главная фаза нефтеобразования в Ильпинско-Вывенском бассейне фиксируется в толщах, палеоглубины которых составляли от 2000 до 6000 м, степень катагенетического преобразования изменяется от Д до Ж, ГФН захватывает в основном флишевую формацию. Главная фаза нефтеобразования проявляется в возрастании количества ХБА, $\beta^{ХБ}$ и увеличении количества масел в компонентном составе ХБА.

Породы, отвечающие ранней стадии геосинклинального развития, в упомянутом бассейне в основном исчерпали свой нефтематеринский потенциал и прошли ГФН. Это подтверждается степенью катагенеза содержащегося в породах ОВ, отвечающего в данном случае К-углям, низкими величинами ХБА, $\beta^{ХБ}$, кислым составом и остаточным характером битумоидов.

На время проявления ГФН в недрах Ильпинско-Вывенского бассейна повлияла не очень благоприятная диагенетическая обстановка преобразования пород и ОВ. Большие диагенетические потери ОВ ухудшили его качество и, судя по элементному составу исходных битумоидов, приблизили его к гумусовому. Поэтому-то, несмотря на сапропелево-гумусовый состав исходной органики, начало проявления ГФН было сдвинуто в сторону более жестких термобарических условий.

Хатырский нефтегазоносный бассейн расположен как бы на фланге зоны, он практически не был затронут процессами вулканизма. Органическое вещество, содержащееся в породах, имеет сапропелевый состав, что сказалось на расположении ГФН, начало ее проявляется на глубине 2 км, этап катагенеза $Б_3$ – Д. Основными нефтепроизводящими свитами являются нижнемолассовые образования и в меньшей степени флишевые формации. В разрезе указанных бассейнов могут присутствовать также и газопроизводящие толщи. Они приурочены к верхним частям молассового комплекса, как правило находящегося на этапе катагенеза, не превышающем этап длиннопламенных углей. В целом же процессы нефтеобразования в них преобладают над газообразованием.

Таким образом, нефтегазоносность в бассейнах указанной зоны связана как с породами средних стадий геосинклинального развития, так и с орогенными формациями, т.е. диапазон возможной

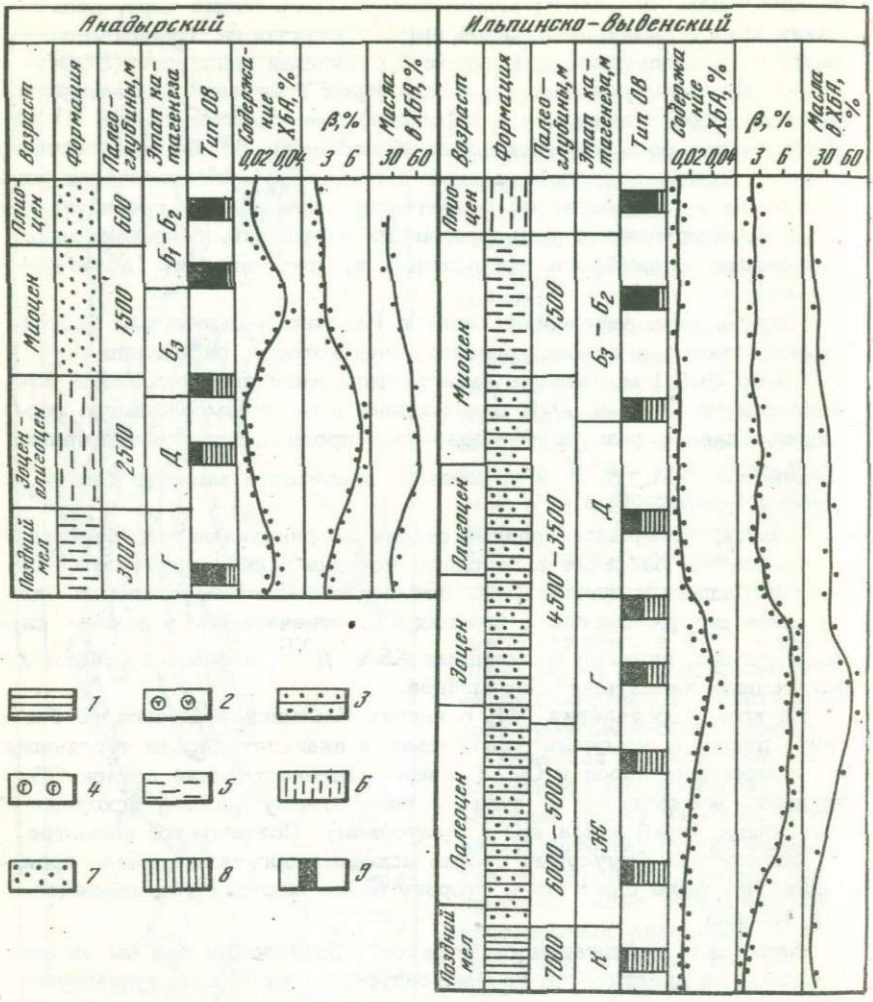
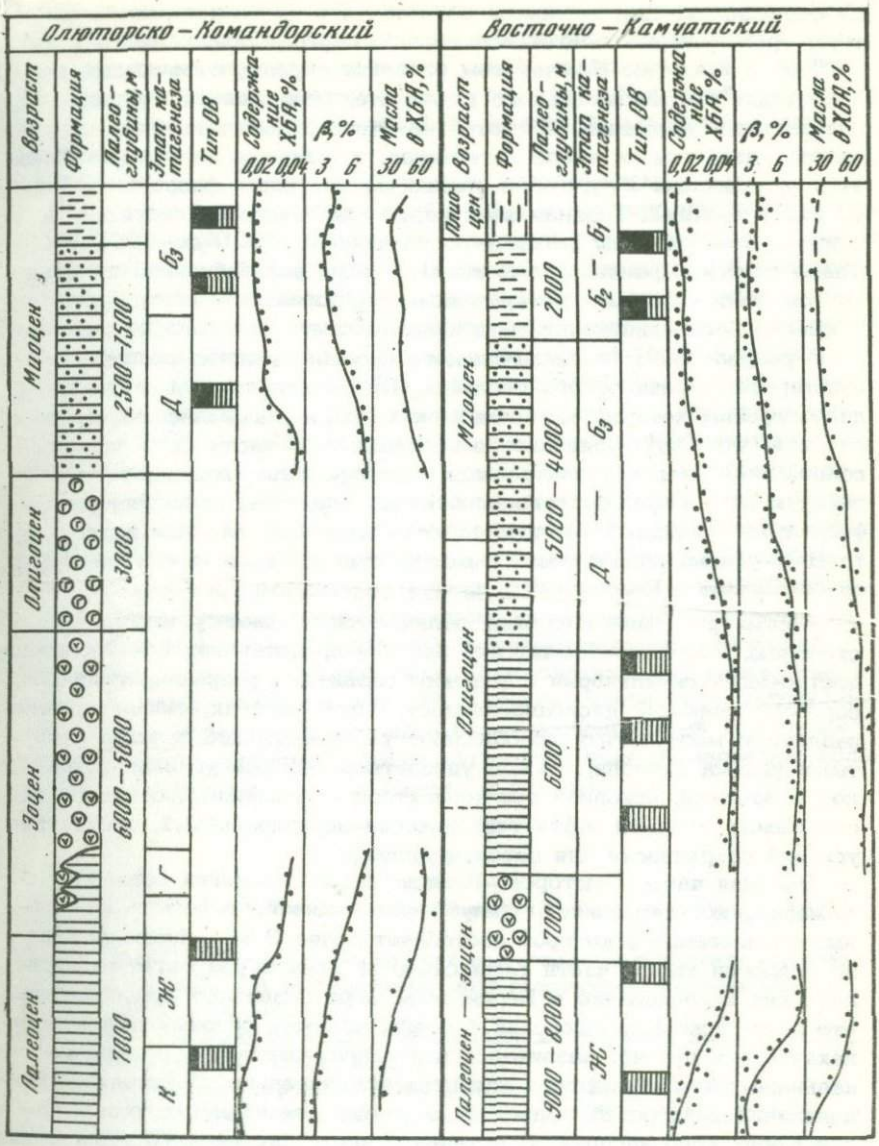



Рис. 2. Условия проявления ГФН в различных нефтегазоносных бассейнах Корякско-Камчатской складчатой области

Формации: *1* – аспидная, *2* – кремнисто-вулканогенная, *3* – флишевая, *4* – порфиритовая, *5* – нижняя моласса, *6* – верхняя моласса, *7* – субплатформенные образования; тип ОВ: *8* – сапропелевый, *9* – гумусовый

нефтегазоносности по сравнению с бассейнами Анадырско-Корякской зоны расширяется.

В области незавершенного геосинклинального развития – Восточно-Камчатско-Олюторской – выделено два бассейна: Восточно-Камчатский и Олюторско-Командорский. Эти бассейны относятся к разным генетическим типам: Восточно-Камчатский – к внутрисклад-




чатому, Олюторско-Командорский – к периокеаническому, так как большая часть последнего располагается в глубоководной котловине Берингова моря. Рассматриваемые бассейны имеют черты сходства: значительная мощность слагающих их толщ (7000-8000 м), существенная роль вулканогенных образований, невысокое содержание ОВ и его сапропелевый состав. Эта область характеризуется резко

дифференцированным тепловым потоком, что предопределило некоторые различия в условиях возможного нефтегазообразования в них.

Так, в Восточно-Камчатском бассейне породы, отвечающие ранней стадии геосинклинального цикла, т.е. относящиеся к сланцево-граувакковой формации, несмотря на очень большие глубины погружения, находятся на этапе катагенеза, в основном не превышающем этап углефикации Ж-углей, и только нижняя часть разреза отвечает этапу К-углей. Главная фаза нефтеобразования фиксируется в толщах, палеоглубины которых составляли от 4000 до 8000 км. Такое глубокое расположение главной зоны нефтеобразования объясняется особенностями геотермического режима Восточной Камчатки, а именно несколько пониженными величинами теплового потока.

В разрезе же Нижнепахачинского прогиба, являющегося частью Олюторско-Командорского бассейна, ГФН фиксируется в толщах, палеоглубины которых не превышали 6 км. Однако вряд ли можно считать, что ГФН проявилась в пределах этой части бассейна в полной мере, так как центральная часть разреза, попадающего в главную зону нефтеобразования в данном прогибе, представлена эффузивными породами. Но породы, отвечающие по степени категенеза Д-Ж-углям, располагаются на глубинах 2-6 км, т.е. меньших по сравнению с Восточно-Камчатским бассейном.

Рассматриваемые бассейны отличаются по своему тектоническому строению. Восточно-Камчатский бассейн представляет собой сложнопостроенный синклинорий с широким развитием разрывов, надвигов, сбросов, взбросов, дислоцированность толщ высокая, складки имеют различную морфологию, преобладают узкие линейные складки с крутыми углами наклона; отсюда удовлетворительные условия сохранности залежей, основной тип коллектора - трещинный, основной тип ожидаемых залежей нефти тектонически-экранированный, отсутствие условий сохранности для газовых залежей.

Бо́льшая часть Олюторско-Командорского бассейна совпадает с Командорской котловиной - глубокой впадиной, мощность осадочных образований в которой составляет более 3 км. Новые данные по геологии южной части Корякского нагорья и результаты геофизических исследований в Беринговом море позволяют предполагать, что Олюторско-Командорский бассейн, включая современный Нижнепахачинский прогиб, развивался как единая структура геосинклинального типа до позднего плиоцена включительно. В плиоцене Нижнепахачинский прогиб выделился в результате поднятия южной части Корякского нагорья. В остальной части бассейна (Командорская котловина) продолжалось накопление турбидитов.

Нижнепахачинский прогиб в структурном отношении характеризуется простым строением. Его наиболее хорошо изученное северо-западное крыло представляет пологую моноклиналь; углы наклона изменяются от 30 до 10°, закономерно уменьшаясь вверх по разрезу. Дислоцированность пород не велика, складки высоких порядков и сложной морфологии не установлены, т.е. можно предполагать хорошие условия сохранности УВ, в том числе и газовых залежей.

Таким образом, в различных генетических типах бассейнов Восточно-Камчатско-Олюторской зоны намечается расширение диапазона возможной нефтегазоносности как по мощности, так и по формационному составу, нефтегазоносность в бассейнах этой зоны может быть связана со сланцево-грауваккоовой, флишевой и молассовой формациями.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Положение нефтегазоносного бассейна в той или другой структурно-формационной зоне определяет литолого-геохимические особенности слагающих бассейн толщ. В бассейнах Анадырско-Корякской зоны процессы нефтегазообразования связаны с отложениями орогенной стадии и постгеосинклинальными образованиями, гумусовое ОВ преобладает над сапропелевым; в Камчатско-Ильпинской зоне к нефтепроизводящим относятся наравне с орогенными и образования средних этапов геосинклинального цикла, т.е. флишевой формации, тип ОВ - смешанный; в бассейнах Восточно-Камчатско-Олюторской зоны генерация нефти и газа связана с породами орогенной, средней и ранней геосинклинальных стадий, т.е. молассовой, флишевой и сланцево-грауваккоовой формаций, сапропелевое ОВ преобладает. Иными словами, при смещении нефтегазоносных бассейнов в сторону океана происходит увеличение мощности возможно нефтегазоносных и нефтепроизводящих отложений, изменение относительной роли различных формаций в составе нефтепроизводящих отложений, изменение положения главной зоны нефтеобразования, количества и качества захороненного в них ОВ. Условия генерации и аккумуляции УВ в ВНГБ определяются прежде всего особенностями геотермического режима региона, мощностью терригенных образований, количеством и качеством захороненного в них ОВ.

## ЛИТЕРАТУРА


Авдейко Г.П. Тектонические зоны Камчатки. - Геол. и геофиз., 1972, № 4.

Баженова О.К. Восточно-Камчатский нефтегазоносный бассейн геосинклинального типа. - В кн.: Проблемы нефтегазоносности Востока СССР. Магадан, 1973, вып. 49.

Бурлин Ю.К., Архипов А.Я. Нефтегазоносные бассейны Востока СССР. - Изв. вузов. Геол., 1973, № 10.

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная фаза нефтегазообразования. - Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 6.

Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966.

Соколов Б.А., Гайнанов А.Г., Несмеянов Д.В., Серегин А.М. Нефтегазоносность морей и океанов. М.: Наука, 1973.

УДК 550.4:552.5(924.71) (924.62/76)

*Ю. И. КОРЧАГИНА*

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРО-ПРИЧЕРНОМОРСКОМ БАССЕЙНЕ

Последние годы ознаменовались бурным развитием геологических и геофизических исследований в морских и океанических бассейнах, что связано с более эффективным использованием их природных богатств. В таких исследованиях определенное место занимает и нефтяная геология, прежде всего работы, связанные с изучением отложений морского шельфа. Активизации нефтепоисковых работ способствовали недавние открытия нефти и газа в различных акваториях (*Северное и Адриатическое моря, восточное побережье Южной* Америки и западное Африки и т.д.). В СССР также проводятся исследования морского шельфа с целью выяснения его геологического строения и определения перспектив на нефть и газ [Калинко, 1969; Соколов и др., 1973].

Независимо от того, что в настоящее время перекрывает древние отложения (вода морей или песок пустынь), образованию нефти и газа в ископаемых породах должна предшествовать сходная история геологического развития осадков. В этой истории находит отражение весь многостадийный процесс нефтегазообразования. Он начинается седиментогенезом, когда собственно закладываются основы будущих возможно нефтегазоматеринских пород, продолжается в раннем и позднем диагенезе и венчается катагенетическим этапом эволюции нефтематеринских пород, когда последние переходят в нефтепроизводящие (главная фаза нефтеобразования – (ГФН), по Н.Б. Вассоевичу, [1967]). Этот процесс завершается образованием скоплений различного состава углеводородов (УВ) в осадочном комплексе.

Современные представления об образовании нефти и газа, развитию которых посвящено множество работ как в СССР, так и за рубежом, складываются из реальности образования УВ в осадочных породах в условиях мягкого термолиза и термокатализа (температуры ниже 300°С) из биогенного вещества осадков, обладающих огромным энергетическим потенциалом. В период катагенетического преобразования (погружение пород на глубины 1,5–2 км, где господствуют температуры выше 60°С) органическое вещество (ОВ) нефтематеринских пород реализует свой нефтегазоматеринский потенциал. Независимо от геологического возраста отложений, их современного географического положения (море или суша), а только и исключительно в связи с геологической историей их развития одновозрастные отложения в одном случае могут быть перспективными на нефть и газ, в другом – бесперспективными или

их перспективы могут определяться дифференцированным скоплением вещества определенного состава и фазового состояния (нефть – газ).

В этом плане представляется интересным сравнительный анализ майкопских терригенных отложений, вскрытых в пределах Западно-Кубанского прогиба и имеющих здесь широкое распространение, и не менее широко распространенных их аналогов в Северо-Причерноморском бассейне, и, в частности, вскрытых на западе бассейна при морском бурении на структуре Голицыно.

Майкопское море не было глубоким в пределах современного Западно-Кубанского прогиба и накопление осадков, преимущественно глинистых, проходило в условиях нормальной солености вод и восстановительной, а участками и резко восстановительной геохимической фации. При избыточном количестве ОВ, вносимого в осадок, происходило интенсивное восстановление окисного Fe до закисного, что обеспечивало благоприятные условия для накопления и захоронения ОВ. *Диагенетические потери С в майкопских осадках составляли* 30–40% общего содержания С, вносимого в осадок. Как следствие особенностей седиментогенеза и раннего диагенеза майкопских отложений в этом бассейне явилось обогащение пород преимущественно ОВ сапропелевого типа. Мощная однофациальная нефтематеринская толща майкопских пород в Западно-Кубанском прогибе находится в различных термобарических условиях: на глубине от 1 до 4 км при температуре 45–135°С. Глубокое изучение состава рассеянного ОВ в данной толще, выполненное на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ коллективом исследователей [Вассоевич и др., 1971; Корчагина, 1973], позволило выявить как особенности состава ОВ, определяемые диагенетическим периодом его существования, так и всю последующую геологическую историю пород, вовлекаемых в процессе литогенеза в катагенетический этап своего развития.

Благоприятные геохимические условия в период седиментации предопределили повышенное содержание $C_{орг}$ (в среднем 1,5%) и хлороформенного битумоида (более 0,02%) в породах. Погружение пород (на глубине 1,8 км температура выше 65°С) сопровождалась активизацией абиогенных процессов, следствием которых явилось рождение новых форм вещества – УВ, по температуре кипения соответствующих бензино-керосиновой фракции. Данные термобарические условия характерны для главной зоны нефтеобразования (ГЗН). Количество УВ в породах, достигших ГЗН, в майкопских отложениях в 4 раза превышает таковое в вышележащих породах, где ОВ находится лишь на буроугольном этапе развития. Потенциально нефтематеринские породы, находясь в условиях ГЗН, становятся собственно нефтепроизводящими, что сопровождается широким фронтом перемещения микронефти в материнской толще пород и за ее пределами. Этот факт диагностируется люминесцентно-петрографическими и химико-битуминологическими методами исследования ОВ. Эволюция ОВ в нефтематеринских породах и рождение в их недрах

УВ, начало первичной миграции и ее развитие приводят к образованию скоплений УВ или залежи нефти в майкопских отложениях в Западно-Кубанском прогибе.

Накопление осадков в майкопское время в Северо-Причерноморском бассейне отличалось иной спецификой условий седиментации по сравнению с Западно-Кубанским бассейном. Майкопские песчано-алевритово-глинистые отложения широко распространены в Северо-Причерноморском бассейне. Мощность их в Сивашском и Каркинитском прогибах составляет 800-1500 м, что вдвое меньше мощности их аналогов в Западно-Кубанском прогибе.

Геотермические исследования на территории Северного Причерноморья и платформенной части Крыма, выполненные А.Е. Каменецким и В.Ю. Раевским [1971], позволили выявить особенности температурного режима дифференцированно для различных литолого-стратиграфических комплексов. Этими авторами было показано, что строение региона тесно сочетается с распределением изотермических аномалий. Наиболее крупным положительным структурам (Новоселовское поднятие, Тарханкутская ступень, Джанкойский и Балашовский блоки) свойственны пониженные значения температур, а крупным впадинам и прогибам (Каркинитский, Сивашский) - более высокие температуры. В майкопском терригенном комплексе, представленном в основном глинами, средний геотермический градиент составляет 3,72°/100 м, что является максимальным для всего мезозойско-кайнозойского разреза в Крыму.

В Северо-Причерноморском бассейне майкопские глины встречаются на глубинах от 200 до 1000 м; они значительно погружаются в восточном направлении. По данным А.А. Лагутина и Л.Г.Плахотного [1972], майкопские глины в верхней части разреза пористы (31-36%) и не могут служить надежными покрышками для нефти и газа. С глубиной пористость их уменьшается, и в интервале 1300-1400 м она составляет 24%. Высокая пористость глин объясняется присутствием песчано-алевритового материала в них. В Степном Крыму общее увеличение песчаности в майкопских отложениях происходит в северо-восточном направлении.

Минералогический состав глин, вскрытых на структуре Голицыно, по данным тех же авторов, монтмориллонитовый, гидрослюдистый в верхней части разреза, переходящий в гидрослюдисто-каолинитовый по мере увеличения глубины залегания этих пород. Геохимические условия, существовавшие в период седиментации майкопских отложений в западной части Северо-Причерноморского бассейна (структура Голицыно), невыгодно отличались от своих аналогов в Западно-Кубанском прогибе. Море было неглубоким, биопродукция его была невысокой, и к тому же значительная часть ОВ, вносимого в осадок, уходила на редукцию Fe. В условиях субокислительной, а местами и окислительной геохимической фации Fe не могло полностью восстановиться до закисного, в результате в составе реакционноспособного Fe около 50% приходится на окисное. Майкопские глины в основном светло-серые, местами с оливковым

оттенком, слабые. Количество $C_{орг}$ в породах невелико (менее 0,5%), и только в самой нижней части разреза майкопские глины содержат 1-1,4% $C_{орг}$. В этих же породах отмечается и относительно повышенное количество хлороформенного битумоида: 0,04-0,06%. Однако битумоид по своему составу обладает всеми чертами, присущими ОВ раннего диагенетического периода формирования. В его составе преобладают смолистые компоненты, а масла и тем более УВ занимают явно подчиненное положение. Углеводороды представлены преимущественно метаново-нафтеновыми структурами с преобладанием С в нафтеновых кольцах. Количество сингенетичных УВ в породах, даже обогащенных ОВ, не превышает 200 г/м$^3$. По степени превращенности ОВ в майкопских глинах, находящихся на глубинах до 1000 м, не превышает буроугольный этап углефикации. С учетом всего вышеизложенного можно заключить, что на данном этапе своего развития эти толщи могут представлять интерес только как газоматеринские, особенно у их подошвы. В восточном направлении в связи со сменой фациальных условий, а также прогрессирующим погружением майкопских отложений в зону более высоких температур и давлений могли, видимо, возникать условия более благоприятные для нефтегазообразования.

Таким образом, сравнительный анализ майкопских глинистых отложений в двух нефтегазоносных бассейнах позволяет дифференцированно оценить их потенциальные возможности. В пределах Западно-Кубанского прогиба майкопские глины по комплексу геохимических условий своего формирования, а также дальнейшей геологической истории развития (большие глубины погружения, высокие температуры в недрах) являются нефтегазопроизводящими. Одновозрастные отложения в западной части Северо-Причерноморского бассейна по соответствующим геохимическим и геологическим показателям могут рассматриваться как газоматеринские.

## ЛИТЕРАТУРА


Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В. и др. Проявление главной фазы нефтеобразования в майкопских глинистых отложениях Западно-Кубанского прогиба. - Нефтегаз. геол. и геофиз., 1971, № 2.

Калинко М.К. Нефтегазоносность акваторий мира. М.: Недра, 1969.

Каменецкий А.Е., Раевский В.Ю. Геотермический режим Равнинного Крыма и Северного Причерноморья, его связь с тектоническим строением и нефтегазоносностью. - Геол. нефти и газа, 1971, № 11.

Корчагина Ю.И. Органическое вещество осадочных пород в процессе катагенеза. - В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973.

Лагутин А.А., Плахотный Л.Г. Перспективы нефтегазоносности майкопских отложений Равнинного Крыма и прилегающих районов. - В кн.: Развитие газовой промышленности Украинской ССР. М.: Недра, 1972.

Соколов Б.А., Гайнанов А.Г., Несмеянов Д.В., Серегин А.М. Нефтегазоносность морей и океанов. М.: Недра, 1973.

УДК 551.35:543.5

*А.Д.КУРИНОВ, Л.А.СМАХТИН, Н.В.КАТАРГИН, Н.Ф.МОЛИНА*

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕТОДОМ НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА

В настоящее время состав донных отложений изучают различными методами: химико-аналитическими, физико-химическими и физическими. Использование каждого из методов зависит от группы определяемых элементов и необходимой чувствительности.

Нейтронно-активационный метод для определения содержания элементов в донных отложениях используется сравнительно мало [Landström et al., 1967]. Однако во всех этих работах применялся радиохимический метод выделения отдельного или группы радиоизотопов. Радиохимический вариант является трудоемким, малопроизводительным и поэтому не нашел широкого применения для массовых определений элементов.

С разработкой и выпуском полупроводниковых германиево-литиевых детекторов гамма-излучения (ППД), имеющих высокое разрешение по энергиям, инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) в комплексе с ЭВМ стал эффективнейшим средством для проведения массовых анализов.

В настоящей работе использовался ИНАА для определения макро- и микроэлементов в донных отложениях и стандартных образцах геологической службы США (U.S.G.S.): G-2, GSP-1, AGV-1, PCC-1, BCR-1.

Работа выполнялась на реакторе ВВР-Ц с использованием вертикального и горизонтального (пневмопочта) каналов. Для определения таких элементов, как Mn, Ca, Al, Si, V, Ti, Mg, Na, Sm и U, имеющих короткоживущие радиоизотопы, использовалась пневмопочта горизонтального канала реактора, где средний поток тепловых нейтронов составляет $1{,}1 \cdot 10^{13}$ н/см$^2$с. Время облучения исследуемых образцов от 20 с до 60 мин определялось получаемыми радиоизотопами и используемой навеской. Навески образцов (10–50 мг) запаивались в полиэтиленовые пакетики и в транспортных

Ядерно-физическая характеристика и чувствительность определения ИНАА элементов в донных отложениях при помощи германиево-литиевого детектора [Pagden, 1968]

| Элемент | Радиоизотоп | Период полураспада | Сечение активации тепловых нейтронов, барн | Используемая гамма-линия, кэВ | Чувствительность, г/г |
|---|---|---|---|---|---|
| Na | $^{24}$Na | 15 дней | 0,53 | 1375, 2754 | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| Al | $^{28}$Al | 2,3 мин | 0,21 | 1780 | $3 \cdot 10^{-5}$ |
| Sc | $^{28}$Sc | 2,3 мин | | 1780 | $6 \cdot 10^{-5}$ |
| Mg | $^{27}$Mg | 10 мин | 0,03 | 834, 1010 | $8 \cdot 10^{-3}$ |
| Sc | $^{46}$Sc | 84,5 дня | 22,0 | 889, 1120, 2010 | $1 \cdot 10^{-9}$ |
| Ca | $^{49}$Ca | 8,75 мин | 1,1 | 3090 | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| Ti | $^{51}$Ti | 5,8 мин | 0,14 | 319 | $1 \cdot 10^{-2}$ |
| V | $^{52}$V | 3,77 мин | 4,5 | 1434 | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| Cr | $^{51}$Cr | 27,8 дня | 15,9 | 320 | $8 \cdot 10^{-6}$ |
| Mn | $^{56}$Mn | 2,58 ч | 13,3 | 845, 1811, 2120 | $1 \cdot 10^{-7}$ |
| Fe | $^{59}$Fe | 45 дней | 1,1 | 1100, 1291 | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| Co | $^{60}$Co | 5,3 года | 37,0 | 1173, 1332, 2505 | $1 \cdot 10^{-8}$ |
| Rb | $^{86}$Rb | 18,66 дней | 1,0 | 1078 | $1 \cdot 10^{-5}$ |
| Sb | $^{124}$Sb | 60 дней | 3,3 | 1691 | $8 \cdot 10^{-8}$ |
| Cs | $^{134}$Cs | 2,03 года | 31,0 | 566, 796 | $7 \cdot 10^{-8}$ |
| Ba | $^{131}$Ba | 12 дней | 8,8 | 216, 373, 496 | $1 \cdot 10^{-4}$ |
| La | $^{140}$La | 40,2 ч | 8,9 | 1596 | $1 \cdot 10^{-7}$ |
| Ce | $^{141}$Ce | 33 дня | 0,6 | 145 | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| Sm | $^{153}$Sm | 47,0 ч | 210 | 103 | $1 \cdot 10^{-7}$ |
| Eu | $^{152}$Eu | 12 лет | 5900 | 122, 245, 1408 | $1 \cdot 10^{-7}$ |
| Ta | $^{182}$Ta | 115,1 дня | 21 | 68, 100, 1122 | $1 \cdot 10^{-7}$ |
| U | $^{239}$U | 23,5 мин | 2,74 | 74 | $4 \cdot 10^{-7}$ |

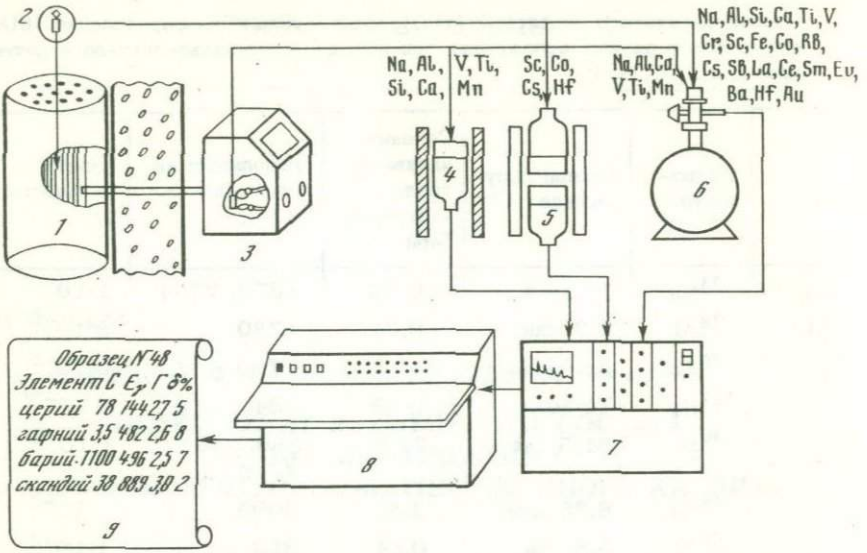



Рис. 1. Схема нейтронно-активационного анализа на реакторных нейтронах

1 – реактор типа ВВР-Ц; 2 – блок-контейнер в вертикальном канале; 3 – перчаточный бокс пневмопочты; 4 – сцинтилляционный детектор NaJ(Tl); 5 – сцинтилляционный спектрометр совпадений; 6 – полупроводниковый германий-литиевый детектор объемом 40 $см^3$; 7 – многоканальный амплитудный анализатор; 8 – ЭВМ "Наири-К"; 9 – пример печати ЭВМ результатов анализа

полиэтиленовых пеналах, а при необходимости и в кадмиевом экране облучались вместе с эталонами соответствующих элементов в горизонтальном канале реактора.

Такие элементы, как Fe, Co, Sc, Cr, Sb, Cs, Rb, Ba, La, Ce, Eu, Ta, определялись по их долгоживущим радиоизотопам с использованием вертикального канала реактора. Средний поток тепловых нейтронов на позиции облучения составляет ~$4{,}6 \cdot 10^{13}$ н/$см^2$с. Для анализа образцы весом 10–30 мг упаковывались в алюминиевую фольгу. Время облучения менялось от 20 до 80 ч, с выдержкой после облучения от 5 до 10 дней. После "охлаждения", необходимого для спада активности, обусловленной присутствием короткоживущих радиоизотопов ($^{24}Na$, $^{64}Cu$, $^{42}K$, $^{27}Mg$, $^{56}Mn$, $^{49}Ca$ и др.), образцы переупаковывались в чистую фольгу для последующей гамма-спектрометрии. Эталонные препараты не переупаковывались, так как фоновый вклад из-за активности присутствующих в фольге примесей составляет не более 0,01% от интенсивности аналитических гамма-линий определяемых радиоизотопов.

Для количественного определения выше перечисленных элементов нами использовался ИНАА в нескольких его вариантах: с при-

менением однокристального сцинтилляционного спектрометра NaJ(TL) (размеры кристаллов 150 × 100 и 70 × 70 мм); спектрометра быстро-медленных $\gamma$-$\gamma$-совпадений, в котором используются кристаллы размером 70 × 70 мм в сочетании с фотоумножителями ФЭУ-56Б; полупроводниковый германиево-литиевый детектор ($V$ = 18 см$^3$) с разрешением 10,5 кэВ по $E\gamma$ = 661 кэВ ($^{137}$Cs). Во всех случаях использовался 512-канальный анализатор типа LP = 4050 с автоматическим выводом на самописец, цифропечатающее устройство, перфоратор или непосредственно в ЭВМ "Наири-К" (рис. 1).

Идентификация определяемых радиоизотопов проводилась по их энергиям излучения и периодам полураспада [Алиев и др., 1969] (таблица).

Во всех случаях количественное содержание элемента определялось путем сравнения интенсивности аналитической гамма-линии и гамма-линии эталонного препарата, облучавшегося и измерявшегося в идентичных условиях.

## Определение макроэлементов

Данные о распространенности макроэлементов в донных отложениях получают с помощью классических методов силикатного анализа. Эти методы, как известно, очень трудоемки и длительны, для проведения анализа требуются большие навески (более 10 г). Сходимость между результатами анализа одного образца, выполненными в разных лабораториях, редко бывает удовлетворительной. Следствием этого является значительная дисперсия значений содержания основных элементов – Al, Si, Mg, Ca, Na, Mn, Ti.

В данном случае возможно широкое применение ИНАА для определения макроэлементов в донных отложениях – путем использования короткоживущих радиоизотопов. Использование короткоживущих радиоизотопов определяемых элементов позволяет достичь более высокой чувствительности.

На рис. 2 приведен типичный спектр образца (станция 323, верх), облученного в горизонтальном канале реактора, на котором видны характерные гамма-линии радиоизотопов $^{24}$Na, $^{27}$Mg, $^{28}$Al, $^{38}$Cl, $^{42}$K, $^{49}$Ca, $^{52}$V, $^{56}$Mn. В результате проведенных исследований авторами были установлены оптимальные условия облучения, время "охлаждения" и измерения для радиоизотопов с различными периодами полураспада. По данным этих условий определяли отдельные или группы элементов.

Алюминий. Этот элемент наилучшим способом определяется при активации тепловыми нейтронами: $^{27}$Al$(n, \gamma)^{28}$Al. Однако на точность определения Al может повлиять Si, который присутствует в исследуемых образцах и образует при активации быстрыми реакторными нейтронами тот же радиоизотоп: $^{28}$Si$(n, p)^{28}$Al. Радиоизотоп $^{28}$Al образуется и из P по реакции: $^{31}$P$(n, \alpha)^{28}$Al. Однако из-за его относительно невысокого содержания (около 0,17%) и неболь-

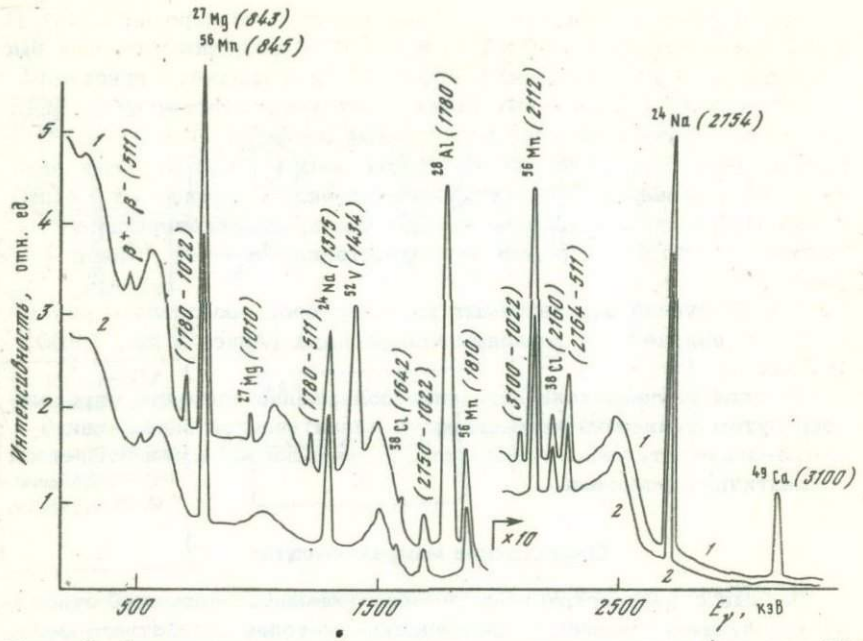



Рис. 2. Гамма-спектры образца океанического осадка (станция 323)
Время облучения 20 с; выдержки: 1 - 5 мин, 2 - 40 мин

шого сечения активации для данной реакции (макросечение - $2{,}62 \cdot 10^{-6}$ см$^2$/г) вклад в области определения Al и Si незначителен и в расчет не принимался. Si определялся с использованием методики облучения в кадмиевом экране, описанной ранее [Куринов и др., 1974]. Значения чувствительности определения Al и Si в исследуемых образцах приведены в таблице. Относительные ошибки по воспроизводимости при трех параллельных определениях этих элементов составляют 3-8%.

Магний. Количественное определение этого элемента проводили в стандартных образцах Геологической службы США по радиоизотопу $^{27}$Mg. Этот же радиоизотоп Mg образуется из Al и Si по реакциям $^{27}$Al$(n, p)^{27}$Mg; $^{30}$Si$(n, \alpha)^{27}$Mg. Последняя реакция, приводящая к образованию $^{27}$Mg, существенного вклада в области определения не дает, несмотря на большое содержание $SiO_2$ (около 50%). Макросечение данной реакции составляет $6{,}18 \cdot 10^{-8}$ см$^2$/г, а отношение быстрых нейтронов, на которых идет эта реакция, к тепловым нейтронам 0,05 для используемой в данной работе позиции облучения.

Присутствие же Al в образце существенно влияет на чувствительность определения Mg. Так, для пород образцов G-2, GSP-1 относительный вклад от Al в области определения Mg достигает 50%, из-за чего надежно установить концентрацию Mg в назван-

ных типах пород невозможно. Чувствительность определения Mg низкая – 0,8%, относительная ошибка – 20%.

Кальций. Радиоизотоп $^{49}Ca$ имеет жесткие гамма-линии ($E\gamma$ – 3,09; 4,05; 4,68 мэВ). Для количественного определения Ca была использована гамма-линия с $E\gamma$ = 3,09 мэВ, которая, как видно из рис. 2, практически не имеет вкладов от других радиоизотопов. Чувствительность определения Ca приведена в таблице, относительная ошибка – 3–8%.

Ванадий. Определение проводилось по радиоизотопу $^{52}V$. Вклад реакции $^{52}Cr(n, p)^{52}V$ в фотопик радиоизотопа $^{52}V$ оказался незначительным (0,01% отн) даже для таких типов пород, как дуниты и перидотиты, и поэтому в дальнейших расчетах не учитывался. В таблице приведена чувствительность определения V. Относительная ошибка определения 3–8%.

Титан. Количественное содержание Ti по его радиоизотопу $^{51}Ti$ удалось установить только в базальтах обр. BCR –1. В других стандартных породах и исследуемых образцах донных отложений проведена оценка чувствительности определения этого элемента по радиоизотопам $^{52}V$ и $^{47}Si$ (таблица).

Натрий и марганец. Элементы определялись по радиоизотопам $^{24}Na, ^{56}Mn$. Измерение активности радиоизотопов $^{24}Na, ^{56}Mn$ осуществлялось на четырех сцинтилляционных датчиках NaJ(Tl) одновременно, а также с помощью германиево-литиевого детектора при одновременном определении Al, V, Ca.

Сравнение результатов определения Mn и Na при помощи двух спектрометров показали хорошую сходимость (около 2% отн.). Использование сцинтилляционного спектрометра повышает чувствительность определения этих элементов на порядок по сравнению с данными, приведенными в таблице. Относительная ошибка определения этих элементов – 2–5%.

Описанные выше методы определения макроэлементов были применены для анализа проб океанических осадков. Малое время анализа, возможность одновременного определения элементов в небольших навесках – все это позволяет использовать ИНАА по короткоживущим изотопам для массового определения указанных элементов в донных осадках.

## Определение микроэлементов

Наиболее эффективно использование ИНАА по долгоживущим радиоизотопам для определения микроэлементов в различных геологических образцах [Gordon, 1968; Hashkin, 1962; Smales et al., 1957].

В настоящей работе для определения микроэлементов в образцах донных отложений и стандартных породах геологической службы США по долгоживущим радиоизотопам использовались как полный спектр реакторных нейтронов, так и надтепловая его часть.

На рис. 3 приведен гамма-спектр образца (станция 323, верх), охватывающий энергетическую область от 100 до 1700 кэВ, облу-

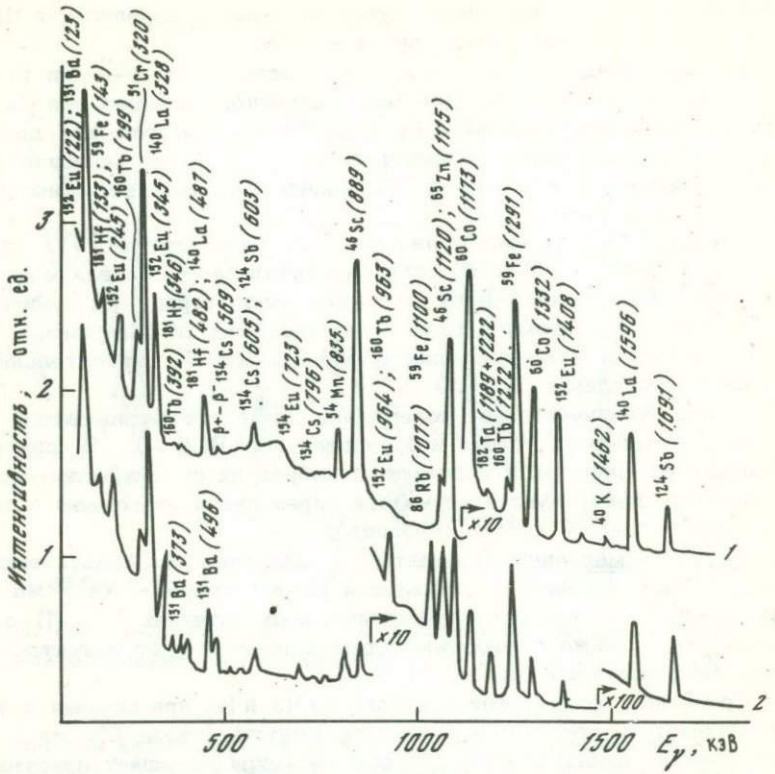



Рис. 3. Гамма-спектры образца океанического осадка (станция 323)
Время облучения – 80 ч, выдержки – 10 дней, измерения – 10 мин; облучение: 1 – смешанным потоком реакторных нейтронов, 2 – надтепловыми реакторными нейтронами

ченного в вертикальном канале реактора как в кадмиевом экране, так и без него. Использование кадмиевого экрана позволяет более селективно выделить Rb, Cs, Sb, Ta, U, Sm, имеющие высокие сечения активации на резонансных нейтронах.

Некоторые методические вопросы определения Cr, Fe, Co и Ce изложены ранее [Op De Beeck, Hoste, 1968].

В приведенных на рис. 3 спектрах видны характерные гамма-линии радиоизотопов тех элементов, которые надежно определялись в донных отложениях и стандартных породах $^{46}$Sc, $^{57}$Fe, $^{60}$Co, $^{86}$Rb, $^{134}$Cs, $^{124}$Sb, $^{131}$Ba, $^{140}$La, $^{152}$Eu, $^{182}$Ta. Для количественного определения указанных элементов использовались гамма-линии радиоизотопов, приведенные в таблице.

Определения ряда элементов (Mn, Co, Cr) сравнивались с данными спектрального анализа. Расхождения между двумя методами анализа составили (в %): для Mn – 15; Co – 20; Cr – 25.

Используемый метод анализа донных отложений по долгоживущим радиоизотопам является чувствительным при точности 5–15 отн. % для большого круга определяемых элементов.

В результате проведенных исследований и разработанных методик с помощью ИНАА были изучены пробы донных отложений 280 геохимических станций, которые были собраны во время плаваний Морской антарктической экспедиции на дизель-электроходе "Обь".

Основное количество анализов было выполнено для образцов осадков ледовой зоны Антарктиды; также были исследованы образцы осадков, отобранных в меридиональных профилях через Индийский океан от Антарктиды (шельфовый ледник Шеклтона) до р. Ганг, охватывающих все климатические зоны. Другой меридиональный профиль через Индийский океан – от Антарктиды до южной оконечности Африки – пересек только ледовую, умеренно-гумидную и южно-аридную зоны. .

Установленные концентрации Mn, Fe, Co, Cr, Sc, La, Ce, Sm, Eu, Cs нанесены на карту, и получены зоны их распределения; результаты определений других элементов – Na, Al, Si, Rb, Ba, Ta, Sb, U, Ca – не были нанесены на карту из-за небольшого числа анализов (50 проб).

Описанные выше методики ИНАА позволяют при использовании небольшой (10–50 мг) навески определять с достаточно высокой чувствительностью и точностью многие элементы, а с помощью спектрометрической аппаратуры и ЭВМ :Наири – К" проводить многоэлементный анализ – до 50 проб на 10 элементов, т.е. за один рабочий день выполнить до 500 определений.

Таким образом, использование различных вариантов ИНАА позволило разработать методики и количественно определить в океанических осадках, стандартных породах Геологической службы США следующие элементы: Na, Al, Si, Mg, Sc, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Pb, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Sm, Eu, Ta, U с чувствительностями $10^{-6}$, $3 \cdot 10^{-5}$, $6 \cdot 10^{-5}$, $8 \cdot 10^{-3}$, $1 \cdot 10^{-9}$, $1 \cdot 10^{-3}$, $4 \cdot 10^{-3}$, $5 \cdot 10^{-6}$, $8 \cdot 10^{-6}$, $1 \cdot 10^{-7}$, $1 \cdot 10^{-4}$, $1 \cdot 10^{-8}$, $1 \cdot 10^{-5}$, $8 \cdot 10^{-8}$, $7 \cdot 10^{-8}$, $1 \cdot 10^{-4}$, $1 \cdot 10^{-7}$, $1 \cdot 10^{-6}$, $1 \cdot 10^{-7}$, $1 \cdot 10^{-7}$, $1 \cdot 10^{-7}$, $4 \cdot 10^{-7}$ г/г соответственно. Относительная погрешность определения в зависимости от элемента и его концентрации находится в пределах 2–18%.

## ЛИТЕРАТУРА


Алиев А.И., Дрынкин В.И., Лейпунская Д.И. Ядерно-физические константы для нейтронного активационного анализа: Справочник. М.: Атомиздат, 1969.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.

Куринов А.Д., Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Смахтин Л.А. Нейтронно-активационный и спектральный методы определения микроэлементов в океанических осадках. – Океанология, 1974, № 3.

Орлов Ю.Л., Кодочигов П.Н., Куринов А.Д. Определение примесей алюминия и кремния в алмазах нейтронно-активационным методом. – В кн.: Новые данные о минералах в СССР. М.: Наука, 1972, вып. 21.

Brunfelt H.O., Steinnes E. Instrumental activation analisis of silicate roks with epitermal neutrons. – Analit, Chem. Acta, 1969, vol. 48, N 1.

Flanagan F.I. US Geological Survey standards-II. First compilation of data for the new USAS rocks. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, vol. 33.

Gordon G.E., Ranle K., Goles G.G. et al. Instrumental activation analisis of standard rocks with hidh-resolution X-ray detectors. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, vol. 32.

Hashkin L., Gehl M.A. The rare earth distribution in sediments. – J. Geochim. Res., 1962, vol. 67, N 6.

Landström O., Samsahl K., Wenner C.G. An investigation of trace elements in marine and lacustrine deposits by means of a activation analisis. Stocholm, 1967. AE–296.

Lisovski I.P., Smakhtin L.A., Filippova N.V., Volgin V.I. [Лисовский И. П., Смахтин Л. А., Филиппова Н. В., Волгин В. И.] A semi-automatic system for activation analisis using the WWR nuclear reactor. – J. Radional. Chem., 1971, vol. 8, N 5.

Op De Beeck J., Hoste J. Application limits of the double irradiation technique in the detection of nuclear interfearence reactions. – J. Radional. Chem., 1968, vol. 1, N 6.

Pagden M.H. An Isotope Cataloque. – J. Radional. Chem., 1968, vol. 1, N 6.

Smales A.A., Mapper P., Wood A.I. The determination by radioactivation of small quantities of nikel, cobalt and copper in rocks, marine sediments and *meteoris*. – *Analyst*, 1957, vol. 82.

УДК 551.35:543.5:681.14

*Н. В. КАТАРГИН, А. Д. КУРИНОВ, Л. А. СМАХТИН, Е. С. ШОКЕЛЬ*

# МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ГАММА-СПЕКТРОВ ОБЛУЧЕННЫХ НЕЙТРОНАМИ МОРСКИХ ОСАДКОВ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ «НАИРИ-К»

Информация об элементном составе морских осадков, взвеси и воды представляет значительный интерес для решения многих геологических задач. До сравнительно недавнего времени для получения такой информации использовались классические методы анализа вещества.

Инструментальный нейтронно-активационный анализ позволяет в течение нескольких минут получить информацию по элементному составу образца, закодированную в виде гамма-спектра облученного объекта. Однако этот метод требует длительной и кропотливой обработки спектров таких сложных объектов, какими являются геологические образцы. Применение вычислительной техники позволяет значительно ускорить анализ гамма-спектров.

В работе Н.Я. Дубинской и Я.В. Янсона [Дубинская, Янсон, 1969] предложена программа на основе метода наименьших квадратов с использованием ЭВМ "БЭСМ-2" для активационного анализа биологических образцов. Но программы, основанные на матричных методах (метод наименьших квадратов, решение систем линейных уравнений, последовательное вычитание спектров (стриппинг)), применимы для анализа стабилизированных спектров с известными линиями и хорошей статистикой. Для обработки спектров в работе [Арльт, 1972] предложен метод фурье-преобразования, заимствованный из радиофизики. Метод дает возможность уменьшить искажения, связанные со статистической флуктуацией и частичным наложением пиков. Фурье-обработка требует много машинного времени (часы). Простые программы, которые ищут пики по максимуму, а фон оценивают по двум ближайшим минимумам [Kepler, 1968], непригодны для анализа гамма-спектров из-за статистических флуктуаций в каналах. Хорошие результаты дает корреляционная обработка, при которой к группе точек спектра подгоняются симулированные машиной гауссианы. Метод требует значительных затрат машинного времени и даже на быстродействующих ЭВМ для массового анализа нерентабелен [Anders, Beamer, 1961].

В последние годы разрабатываются специализированные системы для обработки спектров и управления облучением, выдержкой и измерением [Цупко-Ситников, 1974].

Электронно-вычислительная машина "на линии" также успешно использовалась, например, для точного определения энергии пиков. При этом осуществлялась стабилизация спектра путем сравнения формы пика и симулированной машиной гауссианы. Но машинное время больших ЭВМ слишком дорого, чтобы их можно было использовать "на линии". Информация на больших ЭВМ обрабатывается периодически, после набора большого ее количества. Теряется экспрессность и обратная связь в системе человек-машина, поэтому в настоящее время признано рентабельным, несмотря на высокую стоимость, иметь в лаборатории ЭВМ с малым быстродействием и большой памятью "на линии" с лабораторными установками [Nyman, 1973]. Терминальные устройства Единой системы ЭВМ позволяют сочетать достоинства больших и малых машин.

В филиале Физико-химического института им. Л.Я. Карпова с ЭВМ "Наири-К" были состыкованы анализаторы LP-4050 и NTA-512. Разработаны программы для обработки спектров геологических образцов.

На первом этапе работы использовались два метода нахождения площади пика: Ковелла [Covell, 1959] и видоизмененный Ковелла-Стерлинского [Sterlinsky, 1970]. Пик отыскивается по максимуму в заданном интервале. Площадь пика находят путем суммирования отсчетов в заданном числе каналов, расположенных симметрично относительно положения максимума с последующим вычитанием фона. В табл. 1 приведены результаты обработки спектра образца донных осадков (станция 238 нис "Обь") двумя методами в сравнении с результатами ручной обработки.

Таблица 1

Результаты машинной и ручной обработки спектра, $n \cdot 10^{-6}$ г/г

| Элемент | Методы машинной обработки на "Наири – К" | | Ручная обработка |
|---|---|---|---|
| | Ковелла–Стерлинского | Ковелла | |
| Ce | 165,5 | 167,4 | 186,0 |
| Ga | 3,1 | 3,0 | – |
| Cs | 1,4 | 1,3 | – |
| Sc | 14,6 | 15,9 | 15,0 |
| Fe(по $^{54}$Mn) | 4,58 | 4,7 | – |
| Fe | 4,53 | 4,68 | 5,2 |
| Co | 20,3 | 20,5 | 21,5 |
| Eu | 1,4 | 1,59 | 1,3 |

Рассмотренные методики оказались малопригодны для качественного анализа – если спектральный состав неизвестен или существенно не меняется от образца к образцу, спектр *"плавает"*, *а статистика* плохая. Поэтому для анализа донных осадков, взвесей и воды разработаны программы "Перегиб" и "Верхушка".

В основе программ лежат алгоритмы, описанные П. Квиттнером [Quittner, 1970]. Пик отыскивается по точкам изменения кривизны, т.е. перегиба, наблюдаемым на половине высоты гауссианы. Известно, что в этих точках вторая производная проходит через нуль, а третья производная на разных склонах гауссианы имеет разные знаки: отрицательный на левом и положительный на правом. Для вычисления производных используется интерполяция Ньютона

$$y = y_n + \Delta y_n (x - n) + 1/2\,\Delta^2 y_n\,(x - n)(x - n - 1) +$$

$$+ 1/6\,\Delta^3 y_n (x - n)\,(x - n - 1)\,(x - n - 2),$$

откуда следует

$$\frac{d^2y}{dx^2} = \Delta^2 y_n + (x - n - 1)\,\Delta^3 y_n.$$

Приравнивая правую часть нулю, находим точку перегиба

$$X_{\text{пер}} = n + 1 - \Delta^2 y_n / \Delta^3 y_n.$$

Вторая и третья разности вычисляются по формулам

$$\Delta^2 y_n = y_n - 2y_{n+1} + y_{n+2},$$

$$\Delta^3 y_n = -y_n + 3y_{n+1} - 3y_{n-2} + y_{n+3}.$$

Затем проверяется знак третьей разности и вычисляются положение и полуширина пика:

$$X = 1/2(x_{\text{лев}} + x_{\text{прав}}),$$

$$\Gamma = x_{\text{прав}} - x_{\text{лев}},$$

где $x_{\text{лев}}$ и $x_{\text{прав}}$ – левая и правая точки перегиба.

Статистические флуктуации в каналах вносят значительную ошибку в значения координат точек перегиба. Чтобы этого избежать, перед дифференцированием спектр подвергается сглаживанию:

$$y'_n = k_0 y_n + k_1(y_{n-1} + y_{n+1}) + k(y_{n-2} + y_{n+2}),$$

где $k_0$, $k_1$, $k_2$ – нормированные коэффициенты сглаживания.

Можно использовать коэффициенты параболической интерполяции:

$$K_0 = 17/35,\ K_1 = 12/35,\ K_2 = -3/35.$$

Авторы использовали коэффициенты интерполяции гауссианой:

$$K_0 = 0{,}6262,\ K_1 = 0{,}18256,\ K_2 = 0{,}00434.$$

При сглаживании полуширина пика возрастает примерно на 1/3 канала и интенсивность убывает примерно на 2% – для полупроводникового пика с полушириной 3 канала.

Найденный пик проверяется по критерию

$$\Gamma_{\text{мин}} < \Gamma < \Gamma_{\text{макс}},$$

где $\Gamma$ – полуширина пика, $\Gamma_{\text{мин}}$, $\Gamma_{\text{макс}}$ – предельно допустимые значения полуширины.

По наблюдениям авторов, полуширина пика в данной энергетической области меняется не более чем на 10% и служит критерием достоверности, что особенно важно при плохой статистике. Для вычисления энергии найденного пика в машину вводятся калибровочные энергии и соответствующие им каналы, отыскиваются калибровочные каналы $x_i$ и $x_{i+1}$, для которых

$$x_i < x \leqslant x_{i+1}.$$

Энергия вычисляется по формуле

$$E = E_i + \frac{E_{i+1} - E_i}{x_{i+1} - x_i}(x - x_i)$$

и сравнивается с эталонными значениями:

$$|E - E_{\text{эт } j}| < \epsilon.$$

При выполнении этого условия вычисляется площадь пика выше точек перегиба (программа "Верхушка") или полная площадь фото-

пика (программа "Перегиб"). При обсчете только верхней части фотопика статистическая ошибка возрастает, и этот метод использовался в особых случаях: для обработки частично перекрывающихся пиков с хорошей статистикой. Для массового анализа использовалась программа "Перегиб".

Для проведения фоновой прямой под пиком выбирается по три точки справа и слева от пика, исходя из найденной полуширины. Эмпирически учитывается отклонение формы пика от гауссианы. Фоновая прямая $y = cx + d$ проводится по этим точкам методом наименьших квадратов согласно формулам

$$C = \frac{\sum\limits_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum\limits_i (x_i - \bar{x})},$$

$$d = \bar{y} - c\bar{x},$$

где $x_i$ и $y_i$ – абсциссы и ординаты точек, по которым проводится фоновая прямая.

Суммарная площадь пика ($T$) под гауссианой вычисляется суммированием по $3\Gamma - 1$ каналам, фон ($B$) вычисляется по формуле

$$B = (c\bar{x} + d)(3\Gamma - 1).$$

Истинная площадь фотопика ($S$) и относительная статистическая ошибка ($\delta$):

$$S = T - B,$$

$$\delta = \frac{\sqrt{T+B}}{S} \cdot 100\,\%.$$

Если $\delta$ больше заданного значения, то параметры пика на печать не выводятся.

В соответствии с эталонной энергией $E_{\text{эт}\,j}$, наиболее близкой к пику, найденная интенсивность $S_j$ делится на эталонную ($S_{j\ \text{эт}}$), результат умножается на эталонное содержание определяемого элемента ($m_{\text{эт}\,j}$) с последующим делением на вес образца ($P_N$). Получаем концентрацию

$$C_{jN} = \frac{S_j}{S_{j\ \text{эт}}} \frac{m_{\text{эт}\,j}}{P_N},$$

где $j$ – номер эталонного пика, $N$ – номер образца.

На печать выводятся название элемента, его концентрация в образце, энергия и полуширина пика и статистическая ошибка.

Программа проверялась на устойчивость к фону. Для этого известный пик радиоизотопа $^{137}Cs$ с $E = 662$ кэВ "подняли" комптоновским фоном радиоизотопа $^{60}Co$. При этом оказалось, что при

Таблица 2

Результаты обработки спектра стандарта G1

| Элемент | Концентрация, $n \cdot 10^{-6}$ г/г | | Энергия, кэВ | Полуширина (каналы) | Статистическая ошибка, % |
|---|---|---|---|---|---|
| | по данным авторов | [Flanagan, 1968] | | | |
| Lu | 0,2 | 0,2 | 220 | 3,1 | 16 |
| Au | 0,0026 | 0,0025 | 415 | 2,7 | 16 |
| Sc | 4 | 3 | 889 | 3,0 | 3 |
| Fe | 2,5* | 1,6* | 1292 | 3,1 | 4 |
| Co | 2,6 | 2,4 | 1332 | 2,8 | 21 |
| Eu | 1,5 | 1,3 | 1408 | 3,2 | 14 |
| Sb | 0,3 | 0,4 | 1692 | 3,1 | 78 |

* Концентрация, %.

$B > 2000$ имп/канал и $\Gamma = 3,5$ канала (т.е. при $B = 20000$ имп) и площади пика $S = 1550$ имп ошибка результата равна 10%, что меньше статистической ошибки, равной 16%. При этом искажения пика имели, видимо, систематический характер.

Программа "Перегиб", как и ранее описанные программы, была использована авторами для обработки гамма-спектров морских осадков, взвесей и стандартов Геологической службы США (GSP-1, AGV-1, G1, G2, BCR-1).

Результаты обработки спектра стандарта G1, измеренного через месяц после облучения потоком $5 \cdot 10^{17}$ н/см$^2$, представлены в табл. 2.

Для калибровки использовались линии образцовых источников ОСГИ и линии, надежно установленные в исследуемом образце.

Чувствительность и точность определения отдельных элементов в значительной степени зависят от композиции образца. При определении элементов на уровне $10^{-4} - 10^{-5}$% ошибки отдельного определения не превышали в большинстве случаев 15% и не выходили за пределы статистической ошибки. Только в том случае, когда содержание элемента определялось на уровне фона, стандартное отклонение было больше 40%.

Надежность программ при обработке сложных спектров с плохой статистикой проверена авторами по коэффициентам отношений интенсивности счета в фотопиках образца G2, измеренного в течение 2 и 10 мин, т.е. $K = 0,2$.

Программы не разрешают дублетов и вносят большую ошибку при обработке частично перекрывающихся фотопиков, но они позво-

ляют значительно сократить время на обработку гамма-спектров, в которых надежно установлены фотопики определяемых элементов[1].

Анализ экспериментальных результатов позволяет сделать вывод о перспективности использования инструментального нейтронно-активационного анализа совместно с ЭВМ для массового анализа различных геологических образцов.

## ЛИТЕРАТУРА


Арльт А.В. Обработка спектров от ППД полуавтоматической системой, содержащей накопительные устройства. – Приборы и техн. эксперим., 1972, № 6.

Дубинская Н.Я., Янсон Я.В. Вычислительная программа для активационного анализа по гамма-спектрам. – В кн.: Методы и применение нейтронно-активационного анализа. Рига: Зинатне, 1969.

Цупко-Ситников В.М. Автоматизация обработки спектрометрической информации в прикладных задачах и научных исследованиях. – В кн.: ЭВМ в ядерных исследованиях. Дубна, 1974.

Anders O.U., Beamer W.H. Resolution of time-dependent gammaspectra with a digital computer and its use in activation analysis. – Anal. chem., 1961, vol. 33, N 2.

Covell D.F. Determination of gamma-ray abundance directly from the total absorbtion peak. – Anal. chem., 1959, vol. 31, N 11.

Flanagan F.I. US geological survey standards. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, vol. 32.

Kepler R.E. Program "Petrolog-IV". California: Chevron Res. Corp., 1968.

McKee R.J. Precise calybration of a Ge(Li) spectrometer using a digital to analog converter. – Nuclear Instr. Methods, 1971, vol. 92, N 3.

Quittner P. Computer evaluation of NaJ(Tl) and Ge(Li) gammaspectra. – Atomic Energy Rev., 1970, N 8.

Nyman B. Techniques for fast evaluation of Ge(Li) gamma-spectra with small computers. – Nuclear Instr. Methods, 1973, vol. 108, N 2.

Sterlinsky S. Features of the modified Covell method for computation of total absorbtion peak areas in complex gamma-ray spectra. – Anal. chem., 1970, vol. 42, N 2.



УДК 62-50:551.35



*В. С. ЩЕРБАКОВ, А. А. ГРАЧЕВ*


# МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ МОРСКОЙ-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ЭВМ

Разработка методических вопросов обработки морской геологической информации с использованием электронно-вычислительной техники осуществляется в соответствии с планом создания автома-

[1] В настоящее время возможна обработка дублетов и мультиплетов. Аналогичная программа переписана Н.В. Катаргиным на язык мини-ЭВМ анализатора Nokia LP-4900.

тизированной подсистемы "Моргео" АСУ-"Геология". Основной целью этой подсистемы является совершенствование управления и планирования морских геологоразведочных работ на основе автоматизации сбора, обработки, хранения, передачи информации и подготовки объективных и обоснованных рекомендаций проведения исследований и использования ресурсов.

В связи с такой постановкой вопроса автоматизированная обработка геологической информации рассматривается как часть единой технологии, охватывающей собственно проведение морских геологоразведочных работ, обработку и интерпретацию получаемых данных и результатов, а также использование материалов обработки и интерпретации при оперативном планировании (управлении) ходом самих работ. В упрощенном виде такая технология может быть иллюстрирована следующей схемой (рисунок).

Практическая реализация такой схемы требует предварительного решения ряда методических (как геологических, так и математических) вопросов, касающихся:

1) определения принципов сбора и регистрации данных, согласованных с принципами и оптимальными способами создания автоматизированных систем, их хранения и поиска, т.е. организации и ведения автоматизированного банка морских геологоразведочных данных;

2) разработки принципов, методов и технологии автоматизированной обработки данных;

3) определения общего подхода к задачам комплексной интерпретации и соответствующей переработки геологической информации на ЭВМ;

4) разработки требований и реализации способов автоматизированной подготовки и выдачи формализованной геологической документации;

5) автоматизированного контроля и анализа достоверности исходных данных и результатов их обработки на ЭВМ.

От успешного решения перечисленных вопросов, образующих в совокупности методическое обеспечение наиболее специфических подсистем АСУ -"Геология" (подсистемы "Геология", "Геофизика" и "Моргео"), в значительной степени зависит успех разработки и совершенствования методов управления геологоразведочными работами.

Необходимым условием создания методического обеспечения является хорошее знание технологии проведения морских работ (в ее основных модификациях), переработки информации и интерпретации результатов. Основными модификациями геологоразведочных работ в пределах акваторий, исключая региональные работы научно-исследовательского характера и геологическое картирование, можно считать комплекс исследований, направленных в конечном счете на поиски и разведку нефтяных и газовых месторождений, а также на поиски и разведку месторождений твердых полезных ископаемых (в том числе прибрежно-морских россыпей и железомарганцевых конкреций).

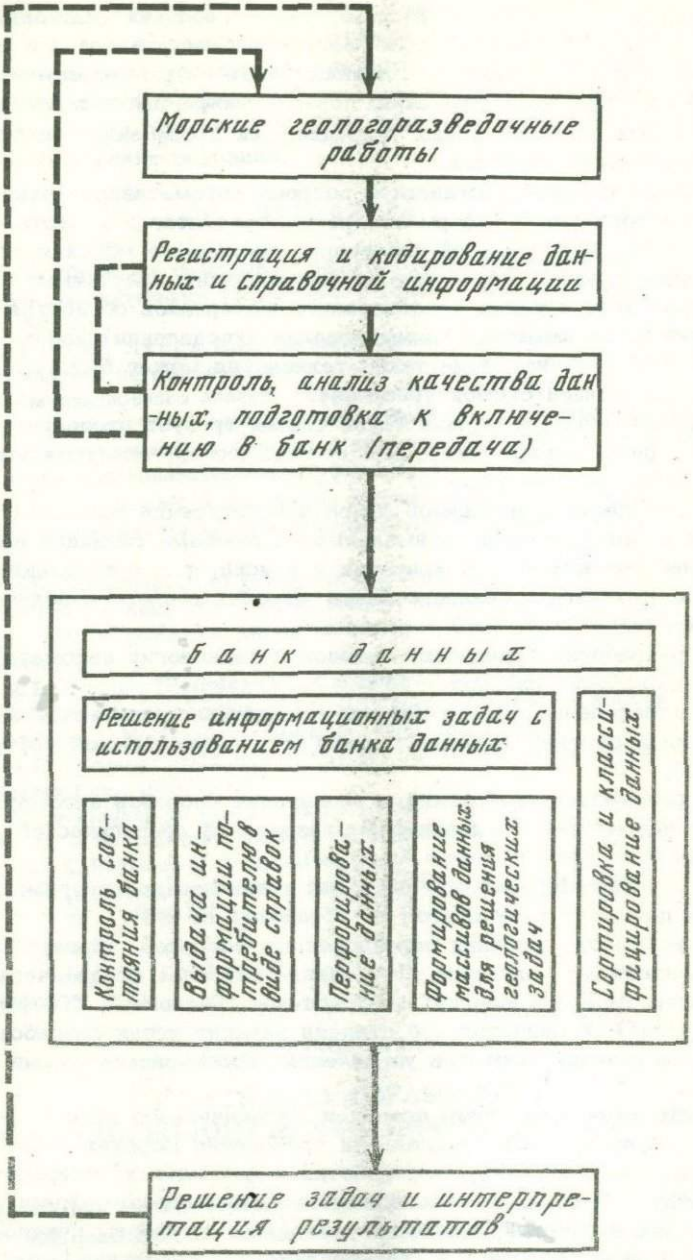



Схема технологии автоматизированной обработки морской геологоразведочной информации

Во ВНИИМОРГЕО осуществлены методические разработки, относящиеся ко второй модификации морских геологоразведочных работ. Наиболее полно исследованы вопросы регистрации и кодирования данных и справочной информации, контроля и подготовки данных к включению в банк, формирования банка данных, решения с его помощью информационных задач автоматизированной обработки геологических данных. В результате была разработана, опробована и передана в опытную эксплуатацию автоматизированная система сбора, хранения и обработки морских геологических данных.

Функционирование системы начинается с регистрации морских геологических данных в формах, специально предназначенных для последующей автоматизированной обработки. При создании унифицированных макетов (регистрационных карт) учтены неизбежное расширение комплекса морских геологических работ и необходимость включения в банк архивных геологических материалов.

Систематизация данных достигается территориальным и организационным группированием получаемой информации. В качестве территориальной единицы группирования выбран $10^{\circ}$-ный (марсденский) квадрат, а в качестве организационной единицы – морская геологическая экспедиция (рейс экспедиционного судна). Регистрация данных сопровождается кодированием описательной части геологической информации.

Функции хранения и автоматизированной обработки информации (обслуживания банка данных) выполняет информационно-поисковая система (ИПС). Для включения морских геологических данных в банк производится их перенос с макетов на перфокарты. Структура ИПС оптимизирована с учетом состава и объема информации, типов запросов на поиск данных и выдачу результатов, возможности пополнения банка вновь поступающими материалами.

Морская геологическая информация подразделена на справочную (общие сведения об экспедиции, выполненных работах, полученных пробах и т.п.) и фактическую (характеристики состава и свойств исследованных проб). Вся справочная информация может быть введена в ИПС непосредственно после завершения морских геологических исследований, а фактическая – в процессе камеральной обработки экспедиционных материалов.

Разделение информации по типу и времени поступления в обработку использовано в ИПС при формировании массивов. В первую очередь это выражено в уровенной организации массивов. Сведения о морских геологических экспедициях и профилях, включающие самые общие данные о районах, периодах, целях и методах выполнения работ, составляют верхний уровень информации в ИПС. Сведения о морских геологических станциях и полученных на них пробах, содержащие, помимо координатной привязки, некоторые данные о свойствах осадков, пород и придонной воды, образуют второй уровень. Наконец, фактические (аналитические) характеристики проб составляют третий (нижний) уровень информации в ИПС. Все объек-

ты высших уровней снабжаются адресами связи с иерархически подчиненными объектами низших уровней, что позволяет осуществлять как пополнение ИПС вновь поступающими данными, так и поиск любой заданной информации по схеме "дерево".

Выбранная уровенная организация массивов определяет поэтапный ввод информации в ИПС. На первом этапе осуществляется формирование массивов справочной информации на двух верхних уровнях. Затем формируются массивы фактической информации на нижнем уровне. Территориальное группирование морских геологических данных проводится по марсденским квадратам и допускает объединение квадратов в шесть крупных регионов, соответствующих акваториям океанов или их частей.

Разработанная структура ИПС обеспечивает быстрый поиск любой заданной информации, возможность оперативного пополнения массивов вновь поступающими данными и использования справочной информации для поиска фактических данных.

*Математическим обеспечением ИПС является комплекс программ* (под общим названием ЛИПСИ), составленных на языке символического кодирования СМО "Минск-32". Головной сегмент этого комплекса получает от оператора ЭВМ указание на выполнение той или иной задачи, загружает и выполняет соответствующие поставленной задаче сегменты комплекса и, наконец, докладывает оператору о выполнении задачи. В настоящее время комплекс ЛИПСИ обеспечивает решение следующих задач: пополнение ИПС справочной и фактической информацией; поиск справочной и фактической информации и выдачу ее в виде широкоформатных таблиц; поиск фактической информации, сортировку и группирование массивов характеристик на рабочей магнитной ленте для последующей автоматизированной обработки.

Режим пополнения ИПС включает операции контроля исходного массива и его качественного состава, а также уплотнение справочной информации, группирование ее и формирование гнезд однотипной информации, снабженных адресами связи с однородными и подчиненными объектами.

Режим поиска заключается в последовательном просмотре гнезд информации с целью выявления заданных объектов на соответствующем уровне или адресов связи с объектами более низкого уровня. Адреса связи используются для просмотра на подчиненном уровне только избранных гнезд, что значительно сокращает время поиска информации.

Для исключения информационного "шума" в процессе поиска используются ограничения на поисковые объекты. Предусмотрено 540 комбинаций поисковых ограничений для поиска справочной информации и 2160 комбинаций для поиска фактической информации. Использование поисковых ограничений позволяет сокращать время поиска на порядок и более. Для быстрого вмешательства оператора в процессе поиска заданной информации предусмотрен непосредственный диалог с машиной.

Некоторые операции с данными, относящимися к классу информационных задач, например переформирование массивов, сортировка и классифицирование данных, уже сами по себе обеспечивают решение многих геологических задач и могут быть отнесены к автоматизированной системе обработки данных.

В *плане совершенствования* системы сбора, обработки и хранения морских геологических данных предоусмотрено включение в ИПС морской геофизической информации, расширение номенклатуры выходных форматов, в том числе сопряжение ИПС с автоматизированной системой картосоставления, реализация разработанных алгоритмов ИПС на ЕС ЭВМ и т.п.

В 1974 г. во ВНИИМОРГЕО *начата опытная эксплуатация* ИПС, обеспечивающая организацию автоматизированного банка морских геологических данных.

Принципы автоматизированной обработки данных базируются на анализе соответствия геологических задач и математических методов, реализующих решение этих задач. Анализ содержания геологических задач позволил выделить в их составе пять гносеологических целей: сбор и регистрацию, выявление аналогий, выявление аномалий, установление связи и поиск (и оконтуривание) геологических объектов. Каждой из этих целей можно поставить в соответствие некоторое количество известных или разрабатываемых математических методов, способов или алгоритмов, с той или иной степенью или глубиной (эффективностью) обеспечивающих достижение этих целей. Представление любой геологической задачи с помощью перечисленных целей позволяет подобрать комплекс соответствующих алгоритмов и машинных программ для организации переработки информации и интерпретации результатов. Практическое комплектование базового набора алгоритмов и программ, способного обслужить циклы обработки морских геологических данных, является актуальной, но сложной задачей, запланированной на ближайшее время.

Дальнейшие усилия в области решения принципиальных задач методического обеспечения должны быть направлены на разработку принципов комплексной интерпретации результатов, *получаемых по* отдельным видам и методам исследований, способов автоматизированной подготовки и выдачи формализованной геологической документации, а также на исследование вопросов контроля и анализа достоверности исходных данных и результатов их обработки на ЭВМ.

УДК 51:551.417(262.5)

*Н. В. ЕСИН, М. Т. САВИН, К. М. ШИМКУС, Ю. Д. ЕВСЮКОВ*

# МАТЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ МОРЯ

Сейчас довольно интенсивно развиваются математические методы изучения как эндогенных, так и экзогенных геологических процессов. Предпринимаются попытки расчета некоторых особенностей циркуляции материала в мантии Земли, а также сил, воздействующих на нижнюю границу тектоносферы [Сарохтин, 1971]. На основании гипотезы, более точно, нежели гипотеза Ньютона, отражающей физические свойства материалов тектоносферы, выведены уравнения для некоторых процессов в этой области [Scheidegger, 1970a, b, 1971].

Для описания и анализа развития русел рек, эрозионных процессов, солифлюкции, дефлюкции, береговой линии моря, формирования песчаных отмелей широко применяются уравнения типа уравнений теплопроводности [Великанов, 1958; Девдариани, 1963, 1964; Culling, 1965; Pelnard-Considere, 1956].

В последнее время для решения задач, связанных с экзогенными геологическими процессами, А. Шейдеггером, а также Л. Леопольдом и У. Лангбейном [Leopold, Langbein, 1962] был предложен метод термодинамической аналогии, который предполагает аналогию между эволюцией рельефа и изменением распределения температуры в плоской среде. С помощью этого метода получены интересные данные по перемещению наносов, образованию речных меандр, сортировке материалов.

Однако эти методы неприменимы для математического описания геоморфологических процессов в море, в частности абразии морских берегов, поскольку в них не учитываются специфические особенности и закономерности этих процессов. Для описания процесса абразии предложена система уравнений, составленных по результатам экспериментальных работ, проверенных качественными сопоставлениями с результатами наблюдений в природе и учитывающих как особенности переформирования волновых скоростей в приурезовой зоне, так и взаимозависимость и взаимообусловленность в развитии системы клиф – бенч [Есин, Савин, 1971]. Эта же система уравнений применима, по мнению авторов, для реконструкции и прогнозирования береговых линий моря.

Развитие клифа и бенча во времени при условии, что начало координат находится на нулевом уровне моря настоящего времени и ось направлена в сторону берега, описывается следующим образом:

$$\frac{db}{dt} = -K_1\left\{\frac{a_1}{a_2+\left[X-\dfrac{H_0+H_{\text{отн}}-H_1-b}{\operatorname{tg}\alpha}\right]^2}+1\right\}[D(t)-X],$$

$$\frac{dX}{dt} = K_2[H_0+a+H_{\text{отн}}-X\operatorname{tg}\alpha-b(t)][D(t)-X], \qquad (1)$$

где $X$ – координата клифа; $y = X \operatorname{tg} \alpha - b(t)$ – линеаризованное уравнение приурезовой отмели; $\operatorname{tg} \alpha$ – уклон дна; $H_0$ – штормовой нагон; $a$ – высота заплеска волны; $H_1$ – глубина перед клифом, при которой развиваются максимальные волновые давления на бенче; $a_1$ и $a_2$ – параметры, характеризующие максимальную величину давления; $H(t) = H_{отн} - X \cdot \operatorname{tg} \alpha - b(t)$ – текущее значение глубины перед клифом, а $H_{отн}$ – относительное изменение уровня; $D(t)$ – величина развивающейся приурезовой отмели; $K_1$ и $K_2$ – коэффициенты, определяемые свойствами грунта и геологическим строением побережья; $t$ – время (здесь и далее).

Решение этих уравнений позволяет получить ответы на вопросы: как изменилась скорость абразии во времени, где была береговая линия в прошлом и где она будет в будущем? В настоящей работе авторы на основании решений приведенной системы уравнений попытались оценить время формирования современного шельфа Черного моря.

Ряд исходных величин, входящих в уравнения, подобран по участку шельфа, прилегающему к г.Геленджику. Эта область является частью Новороссийского синклинория, выполненного сильнодислоцированным верхнемеловым карбонатным флишем. Она представляет собой блок, ограниченный субмеридиональными и субширотными разломами фундамента: Молдавским, Геленджикским, Восточно-Черноморским [Шарданов, 1960].

Судя по данным непрерывного сейсмопрофилирования, основание современного шельфа у Геленджика сложено дислоцированными образованиями позднемелового-раннепалеогенового возраста, которые покрыты маломощной толщей плейстоценовых осадков. На склоне же, помимо пород комплекса позднего мела – раннего палеогена, развиты и неоген-четвертичные отложения, заполняющие прогибы [Терехов и др., 1973].

В олигоцене [Терехов и др., 1973] в связи с общим сводовым поднятием альпийской геосинклинальной области произошло воздымание Северо-Западного Кавказа по Восточно-Черноморскому разлому, который проходит на исследованном авторами участке по краю шельфа. С конца палеогена началось разрастание впадины Черного моря, сопровождавшееся флексурообразным изгибом земной коры. В неогене область Северо-Западного Кавказа осталась приподнятой, а в зоне современного континентального склона проявлялись дифференциальные тектонические движения.Это, пожалуй, было характерно и для плиоценового отрезка времени, о чем свидетельствуют резкие колебания мощностей плиоценовых отложений. Здесь важно подчеркнуть, что кавказское побережье Черного моря с начала плиоцена (13 млн. лет назад) испытывало непрерывное интенсивное опускание в связи с быстрым расширением Черноморской впадины, которая в плиоцене приобрела черты, сходные с современными. В настоящее время скорость опускания в районе Новороссийск – Геленджик оценивается приблизительно в 0,4–0,8 мм/год [Благоволин, Победоносцев, 1973].

Ширина шельфа у Геленджика, по данным промерных работ, осуществленных авторами, меняется от 4,5–5 до 9–10 км, а генеральные уклоны ($tg\alpha$) – от 0,0058 до 0,0145. Вдоль по профилям величины уклонов существенно изменяются. Поскольку для процесса абразии решающее значение имеют уклоны в верхней части шельфа и приурезовой отмели, то в расчетах брались величины уклонов в этих зонах.

Край шельфа (перегиб) располагается на глубинах от 70 до 120 м. Глубины больше на краю расширенного участка шельфа, что свидетельствует о более интенсивном его прогибании. У перегиба шельфа или на нем (на глубинах 55–75 м) развиты террасовидные уступы, которые являются реликтами древних береговых линий. Геологическое изучение подобных линий в других областях шельфа показало, что они образовались во время максимума последней регрессии, т.е. примерно 20 тыс. лет назад. То, что они не везде хорошо выражены, объясняется в основном захоронением их под слоем рыхлых осадков.

Весьма важным параметром системы уравнений (1), от которого в большой степени зависит точность расчетов, является изменение уровня моря за исследуемый промежуток времени. В настоящее время П.Д.Киндом получена принципиальная картина изменений уровня океана за последние 70 тыс. лет с наибольшей детализацией для последних 20 тыс. лет [Milliman, Emery, 1968]. Эти изменения имели сходный характер в сообщающихся с океаном Средиземном и Черном морях [Муратов, 1960; Федоров, 1961; Емельянов, Шимкус, 1963; Невесский, 1967; Шимкус, 1972; Каплин, 1973]. В течение 70 тыс. лет две глубокие регрессии моря дважды сменялись трансгрессиями. Они отвечали соответственно ледниковым и межледниковым периодам. Подобные колебания уровня происходили в течение ледникового плейстоцена (приблизительно 0,8 млн. лет) и, возможно, всего плейстоцена (1,85 млн. лет). В связи со сменами трансгрессий моря на регрессии многократно вырабатывался профиль шельфа, что привело к срезу значительной толщи осадочного покрова в этой зоне моря. В исследованной области абразией уничтожены неогеновые, плиоценовые и часть плейстоценовых отложений (их мощность весьма мала).

С другой стороны, колебания уровня обусловили относительную кратковременность и периодичность интенсивной абразии клифа. Этот процесс протекал в периоды максимального подъема уровня, когда последний достигал современного положения или превышал его. В плейстоцене, по данным Н.Д. Кинда, максимальное эвстатическое повышение уровня всего на несколько метров превышало современное его положение. Высокое положение сохранялось около 2–3 тыс. лет, затем наступала регрессия, и абразия клифа прекращалась.

Ход уровня во время регрессий и трансгрессий не отличался плавностью, он осложнялся колебаниями меньшего порядка, однако для наших расчетов допустимо его изменения представить в при-

ближенном виде синусоидой с амплитудой 60 м и полупериодом в 20 тыс.лет. Тогда в принятой выше системе координат рассматриваемые эвстатические колебания уровня можно описать уравнением

$$H_{эвст} = A(\cos \omega t - 1), \qquad (2)$$

где $A$ – амплитуда колебаний уровня, принятая равной 60 м, $\omega$ – частота этих колебаний (при $\omega = 1{,}57 \cdot 10^{-4}$ период $T = 40$ тыс.лет).

П.А.Каплин [1973] на основании сопоставления данных многих исследователей приходит к выводу, что в период 5–3 тыс.лет назад уровень Черного моря был на 5–7 м ниже современного. Расчет уровня по формуле (2) при $t = -3$ тыс. лет дает $H_{эвст} = -6{,}6$ м. Как видно, эти величины хорошо согласуются.

Учитывая далее, что относительное изменение уровня ($H_{отн}$) происходит не только за счет эвстатических колебаний уровня Мирового океана, но и за счет тектонических поднятий или опусканий участков побережья, для величины $H_{отн}$ запишем выражение

$$H_{отн} = A(\cos \omega t - 1) \pm ut, \qquad (3)$$

где $u$ – скорость тектонического поднятия (знак минус), или опускания (знак плюс).

Для определения коэффициентов, входящих в систему уравнений (1), была проведена детальная батиметрическая съемка рассматриваемого участка и рассчитана по инструментальным данным скорость абразии берега в настоящее время. В основу этих расчетов положены данные по истиранию коренных пород флиша, полученные путем наблюдений в данном районе в течение четырех лет [Есин, Савин, 1970]. По этим данным, скорость отступания берега на участке в настоящее время варьирует от 7 до 20 мм/год, а скорость углубления бенча составляет десятые доли миллиметра.

Расчеты проведены авторами для пяти профилей берега (см. рис. 2). Коэффициенты $K_1$ и $K_2$ рассчитывались для каждого профиля по данным о скорости абразии на этом профиле в настоящее время. Кроме того, учитывались уклоны приурезовой отмели по каждому разрезу. Все это позволило дать численные значения коэффициентам, входящим в систему уравнений (1).

Решение полученной системы уравнений выполнялось в вычислительном центре Южного отделения ИО АН СССР на машине БЭСМ–4м. Интегрирование проводилось методом Рунге–Кутта. При этом сделаны расчеты как с положительным шагом во времени (прогноз), так и с отрицательным (реконструкция). На печать выводились значения на каждом шаге: глубины перед клифом $H(t)$, положения клифа $X(t)$, глубины бенча в данной точке $b(t)$, а также скорость абразии клифа $dX/dt$ и бенча $db/dt$.

Рассчитанные изменения во времени скорости отступания клифа по некоторым разрезам показаны на рис. 1. Видно, что в зависимости от параметров того или иного профиля и его геологических особенностей время начала абразии, длительность этого процесса,

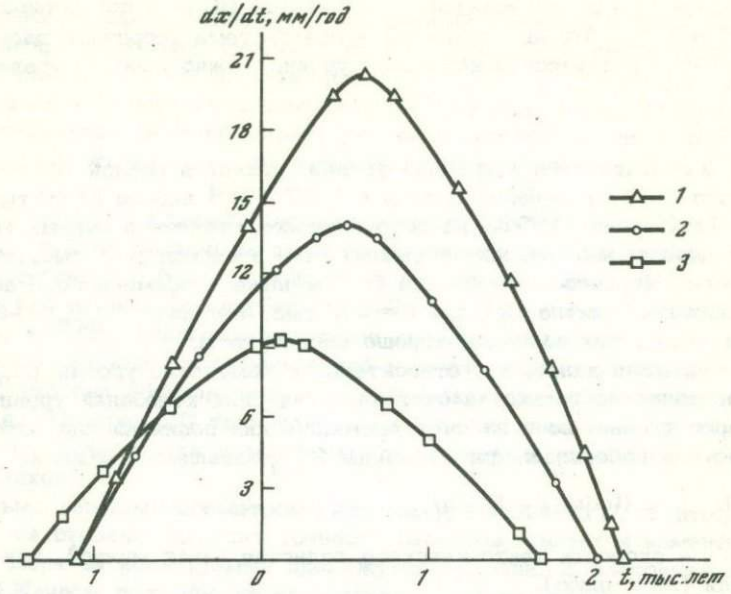



Рис. 1. Изменение скорости абразии во время последнего максимума трансгрессии моря

*1* – разрез 4 ($tg\alpha$ = 0,032, $u$ = 0,5 мм/год); *2* – разрез 5 ($tg\alpha$ = 0,061, $u$ = 0,45 мм/год); *3* – разрез 2 ($tg\alpha$ = 0,10, $u$ = 0,3 мм/год)

а также максимально достигаемая скорость абразии различны. Однако максимальные значения скорости абразии смещены вправо и величина этого смещения тем больше, чем больше скорость тектонического опускания побережья в районе профиля. Таким образом, темпы абразии на этом участке в настоящее время еще не достигли максимально возможных значений. Объясняется это тем, что функция $H_{отн}$, согласно уравнению (3), достигает своего максимума не при $t = 0$, а, в случае опускания берега, при некотором $t > 0$ (около 400 лет).

По данным расчета, процесс разрушения берега во время последней трансгрессии протекал так. Примерно 1400–1100 лет назад (на разных участках по-разному) уровень подошел к береговому обрыву и началась его интенсивная абразия. К настоящему времени берег здесь отступил на 10–17 м. Если в дальнейшем ход относительного уровня будет оставаться таким же, как и ранее, т.е. подчиняться закону (3), то абразия будет продолжаться вначале с некоторым усилением темпов (ближайшие 200–300 лет), а затем начнет замедляться и спустя около 2000 лет уровень упадет настолько, что процесс прекратится совсем и образуется так называемый отмерший клиф. Расчеты показывают, что современная берего-

Расчетные расстояния древней и будущей береговых линий от современной, м

| № разреза | Положение береговой линии | |
|---|---|---|
| | 1400–1100 лет назад (мористее) | через 2 тыс. лет (в сторону суши) |
| 1 | -8,7 | 11,7 |
| 2 | -8,5 | 10,1 |
| 3 | -14,6 | 19,3 |
| 4 | -17,2 | 26,2 |
| 5 | -13,4 | 15,8 |

вая линия отступит при этом от 10 м по профилю 2 до 26 м по профилю 4 (см. таблицу).

Таким образом, можно сделать вывод, что за каждый цикл регрессия – трансгрессия, период которого около 40 тыс. лет, берег отступает примерно на 30 м.

Полученная величина отступания берега за один цикл регрессия-трансгрессия позволяет определить положение береговой линии в начале плейстоцена, когда изменения уровня стали носить колебательный характер. За это время (около 1,85 млн.лет) сменилось примерно 40–45 циклов регрессия – трансгрессия, и таким образом получаем, что в начале плейстоцена, например, по профилю 1 береговая линия находилась на расстоянии 918 м в море, а по профилю 4 – на расстоянии 1930 м. Следовательно, по приведенным расчетам, в течение плейстоцена был сформирован не весь шельф, а лишь его верхняя часть. Время образования всей полосы шельфа, если принять ту же скорость абразии, что и для плейстоцена, охватывает, по расчетам авторов, последние 9–11 млн. лет (рис. 2). Однако вполне возможно, что в доплейстоценовое время, когда уровень не отличался явно колебательным характером, скорость абразии могла быть несколько большей. Поэтому реальный возраст шельфа может быть несколько меньшим.

Тем не менее в любом случае, по расчетам авторов, начало формирования современного шельфа относится к плиоцену, т.е. к моменту существенного расширения Черноморской впадины, которое отчетливо устанавливается геолого-геофизическими исследованиями. При этом расчетные величины хорошо совпадают с геологическими данными.

Это обстоятельство дает основание говорить об эффективности предложенного математического метода реконструкции древних береговых линий.

Таким образом, расчеты, проведенные с использованием конкретных данных по морфологии, абразии, неотектонике, показывают, что

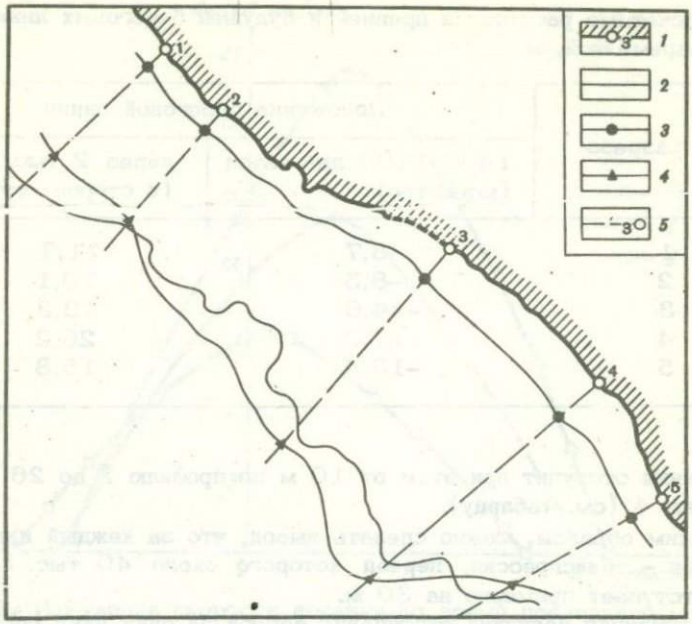



Рис. 2. Реконструкция развития черноморского шельфа

*1* – современная береговая линия; *2* – современный край шельфа; расчетное положение береговой линии: *3* – в начале плейстоцена (1,85 млн. лет назад), *4* – в плиоцене (около 11 млн. лет назад); *5* – профили и их номера

участок шельфа в районе Новороссийск–Геленджик формировался примерно в течение последних 9–11 млн. лет, т.е. в плиоцене – плейстоцене. Береговая линия к началу плейстоцена находилась примерно на 1–2 км мористее современной. С помощью предложенных уравнений возможна реконструкция древних береговых линий моря.

Для решения этих уравнений необходимы предварительные натурные исследования в изучаемом районе, которые позволят получить такие параметры, как уклоны верхней части шельфа, длину приурезовой отмели, возможную высоту штормовых нагонов, скорость абразии в настоящее время, тектонические особенности района. Предложенные уравнения пригодны и для прогнозных оценок развития береговых линий. В частности, на изучаемом участке, по расчетам, через 2 тыс. лет берег отступит на 10–25 м.

## ЛИТЕРАТУРА

Благоволин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей. – Геоморфология, 1973, № 3.

Великанов М.А. Русловой процесс: Основы теории. М.: Физматгиз. 1958.

Девдариани А.С. Профиль равновесия и регулярный режим склона. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 5.

Девдариани А.С. Регулярный режим береговой линии моря. – В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964.

Емельянов Е.М., Шимкус К.М. Новые данные о глубоководных новоэвксинских отложениях Черного моря. – Океанология, 1963, т. 3, вып. 3.

Есин Н.В., Савин М.Т. Абразия флишевого берега Черноморского побережья. – Океанология, 1970, т. 10, № 1.

Есин Н.В., Савин М.Т. О динамике приурезовой зоны моря. – Вестн. МГУ, Сер. 5, География, 1971, № 3.

Каплин П.А. Новейшая история побережий мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973.

Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, вып. 5.

Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.

Сарохтин О.Г. Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли. – ДАН СССР, 1971, т. 198, № 6.

Терехов А.А., Манюшина К.Н., Москаленко Э.П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. – Геотектоника, 1973, № 1.

Федоров П.В. Четвертичные террасы Каспийского и Черного морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря. – Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т. 8.

Шарданов А.Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. – Тр. КФВНИИнефть, 1960, вып. 3.

Шимкус К.М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1972.

Culling W.E. Theory of erosion on soilcovered slopes. – J. Geol., 1965, vol. 73, N 2.

Leopold L.B., Langbein W.B. The concept of entropy in langscape evolution. – Geol. Surv. Prof. Pap., 1962, N 500-A.

Milliman L.D., Emery K.O. Sea Levels during the past 35000 years. – Science, 1968, vol. 162 (8).

Pelnard-Considere R. Essai de theorie de L'évolution des forms de rivage en plage de sable et de gabts. – In: Soc. Hydrotechn. de France: IV Journees de L'hundrauligne Question III. Paris, 1956. Rapport N 1.

Scheidegger A.E. The Rheology of the Earth in the Intermediate Time Range. – An. Geofys., 1970a, vol. 23, N 1.

Scheidegger A.E. The rheology of the Earth in the Long time range. – An. Geofys., 1970b, vol. 23, N 4.

Scheidegger A.E. The Rheology of the Tectonosphere in the Short time range. – An. Geofys., 1971, vol. 24, N 3.

УДК 550.461

*В. И. МАНИХИН, Г. С. КОНОВАЛОВ*

# МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ВОДЫ

Между донными отложениями и водой протекают процессы обмена, до сего времени мало изученные. Исследование миграции химических элементов в зоне гипергенеза неизбежно приводит к необходимости познания этих процессов, влияющих на мобилизацию, перенос и отложения веществ в системе донные отложения – вода.

Сложность процессов, протекающих при взаимодействии природных вод с донными отложениями и вмещающими породами, их разнообразие и изменчивость в зависимости от тех или иных условий создают большие трудности при моделировании этих процессов – постановке опытов по их изучению и интерпретации полученных результатов. Для решения этой задачи, хотя бы в какой-то ее части, необходимо привлекать различные методы исследования и, по возможности, применять их комплексно.

Многочисленные эксперименты по взаимодействию воды с породами и осадками подтверждают тесную связь минералогического состава и других особенностей последних с химическим составом контактирующих вод. Однако зачастую результаты, получаемые разными исследователями, трудно сопоставить, поскольку в одних случаях объектом исследования служат поровые растворы, а в других – всевозможные водные, кислотные и солевые вытяжки из пород и илов, состав которых зависит от ряда факторов, и в первую очередь от метода получения. Например, как отмечали М.Н.Равич [1936], П.А.Кашинский и Н.В.Веселовский [1947] и другие исследователи, результаты, получаемые отдельными авторами по методу вытяжек, вследствие различных условий обработки едва ли сравнимы между собой.

Кроме того, обычно применяемое настаивание в статичных условиях при методе водных вытяжек вообще вряд ли способно отобразить природные динамические процессы взаимодействия вод с породами и осадками. Многие исследователи, понимая это, пытались по мере возможности избегать этого существенного недостатка. Так, С.А.Щукарев и О.М.Косман [1938] применили стадийное приготовление вытяжек, получая 10 последовательных фракций. Как отмечали авторы, они стремились "воспроизвести явления, происходящие в природе при постепенном отмывании солей от илистых осадочных пород, и поэтому полученные результаты представляют интерес как для проблемы анализа илов, так и для геохимических проблем в связи с отмыванием солей из осадочных пород" [Щукарев, Косман, 1938, с. 148]. Следует сказать, что сами по себе "последовательные фракции вытяжек" далеко не отражают инфильтрационных природных явлений.

В исследованиях авторов связь химического состава природных вод с породами изучалась несколькими приемами: 1) выделением поровых растворов; 2) приготовлением водных вытяжек; 3) длительной фильтрацией воды под давлением через образцы донных отложений и пород. Исследования сопровождались минералогическими контрольными определениями на различных стадиях фильтрации воды через образцы. Объектом исследования послужили образцы донных отложений Каспийского моря, Отказненского водохранилища (на р. Куме) и пород бассейна р. Кумы (Северный Кавказ).

Комплексное применение указанных методов исследования к каждому из образцов позволило вскрыть некоторые особенности формирования химического состава контактирующих с ними вод, сопоставить донные отложения и породы по содержанию в них растворенных, сравнительно легко растворимых и умеренно растворимых солей, а также более полно оценить роль их структурных особенностей и минералогического состава в формировании вод. Из одного и того же образца отбирали пробы на отжим, для приготовления водной вытяжки и на фильтрацию.

Поровые растворы получали методом отпрессовывания при давлениях, не превышающих 1000 кг/см$^2$. Техника выделения поровых растворов получила значительную разработку в основном благодаря работам П.А. Крюкова [1971]. С помощью предложенных им приборов и методик возможно получение поровых растворов способом отпрессовывания при давлениях до 10000 кг/см$^2$. Эти приборы изготовляли из сталей различных марок, что позволяло в выделенных растворах проводить анализ, как правило, только на главные компоненты. Однако для исследования микроэлементов, в первую очередь тяжелых металлов, такие приборы мало пригодны, поскольку контакт образца и отжимающегося раствора со стальными деталями неизбежно приводит к загрязнению и искажению естественного содержания микроэлементов в поровом растворе. Кроме того, сравнительно небольшой объем растворов, отжатых с помощью применявшихся приборов (не более 15–20 мл), представлял дополнительную трудность при определении микроэлементов, находящихся в природных водах в низких и неустойчивых концентрациях.

С целью устранения загрязняющего влияния стальных деталей прибора на состав отжимаемого раствора было применено армирование прибора индифферентными в отношении микроэлементов материалами: оргстеклом, тефлоном и вакуумной резиной. Органическое стекло для этой цели является самым подходящим материалом, поскольку, помимо отсутствия в его составе загрязняющих компонентов, оно очень легко в обработке и выдерживает давление на сжатие до 800 кг/см$^2$. Вакуумная резина служит эффективным уплотнителем в приборах высокого давления. Однако ее непосредственный контакт с породой нежелателен при исследовании микроэлементов, поскольку она, хотя и в меньшей степени по сравнению с обычной резиной, может быть источником загрязнений. По этой причине уплотняющие кольца или диски из вакуумной резины были отделены

от породы и раствора дополнительными кольцами и дисками из тефлона. Тефлон, обладая меньшими уплотняющими свойствами вследствие своей большей остаточной деформации, почти не оказывает загрязняющего влияния на раствор.

При изучении в поровых растворах микроэлементов особо важен полезный объем прибора для отпрессовывания, поскольку только при соответствующей его величине можно получить достаточное для определения микроэлементов количество раствора. Для достижения необходимого давления при отпрессовывании растворов из донных отложений достаточен пресс с усилием 5-15 т. В растворах, выделенных посредством такого прибора, можно различными методами проводить определение многих редких и рассеянных элементов [Коновалов и др., 1973].

Водные вытяжки готовили на ионированной воде с соотношением породы и воды 1:5. В течение 7 ч производили взбалтывание на шюттель-аппарате с отстаиванием в течение 1-2 сут и последующей декантацией и отфильтрованием раствора.

Опыты по фильтрации ионированной воды через образцы производили на специально сконструированной фильтрационной установке (рис. 1), обеспечивающей равномерную фильтрацию воды с заданной скоростью под давлением. Применение давления до 20 кг/см$^2$ позволяло вести фильтрацию через различные образцы донных отложений и пород без нарушения их структурных особенностей со скоростью 200 мл в 1-3 сут [Коновалов и др., 1969].

В результате проведенных комплексных исследований можно выделить два основных процесса, определяющих формирование химического состава вод при их взаимодействии с изученными донными отложениями и породами. В отдельных образцах эти процессы выражены четко порознь, чаще же они наложены друг на друга.

Первый процесс - вымывание и разбавление порового (горного или илового) раствора фильтрующейся водой. Для фильтров, в формировании состава которых определяющим является этот процесс, характерны следующие особенности. Начальные порции фильтратов из пород (рис. 2) по своему химическому составу, как правило, сульфатно-натриевые, что отражает состав поровых растворов, пропитывающих эти породы. Вымывание обычно происходит одной-двумя порциями воды (200-400 мл), и в дальнейшем фильтраты, резко снижаясь по величине минерализации, изменяют свой состав, становятся гидрокарбонатными натриево-кальциевыми. Здесь начинает проявляться второй процесс - растворение минералов, находящихся в твердой фазе породы. Поскольку во всех исследованных нами породах бассейна р. Кумы развиты карбонатные минералы, особенно кальцит, то при отсутствии других солей именно растворением $CaCO_3$ обусловливается состав последующих порций фильтратов.

Для фильтратов из донных отложений Отказненского водохранилища характерно преобладание гидрокарбонатных ионов над остальными в течение всей фильтрации (рис. 3). Даже начальные порции фильтратов из этих образцов имеют гидрокарбонатно-натриевый со-

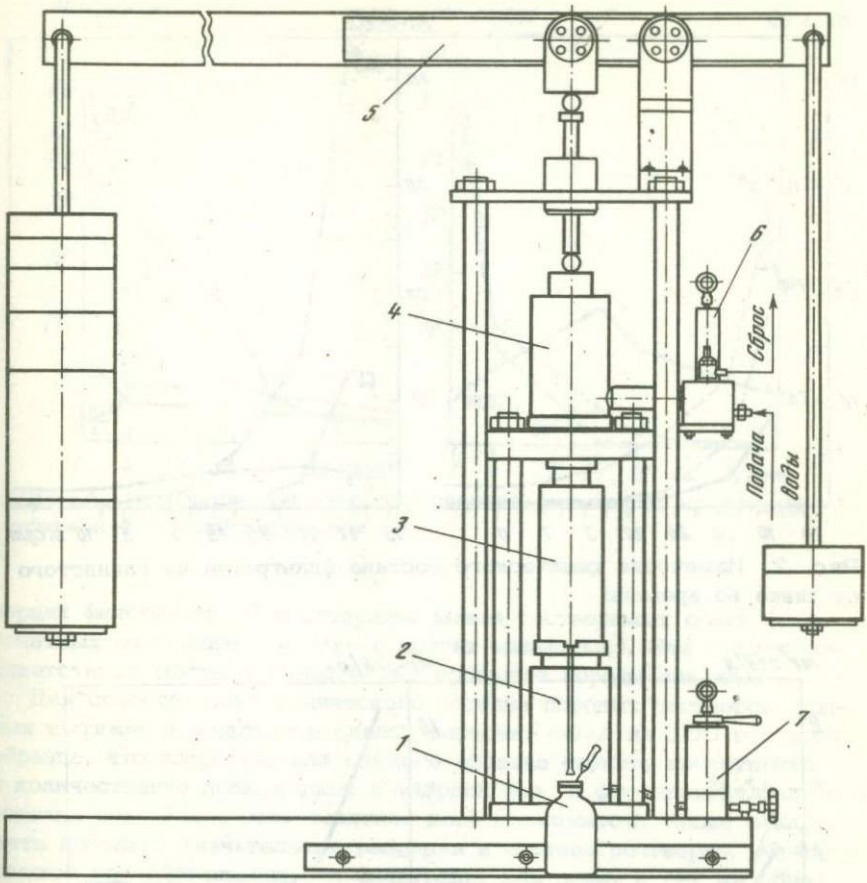



Рис. 1. Установка для фильтрации воды под давлением через донные отложения и породы

1 – приемник фильтрата; 2 – пресс гидравлический; 3 – камера для образца донных отложений; 4 – камера для воды; 5 – пресс рычажный; 6 – насос для подачи воды; 7 – сброс воды

став, что обусловливается вымыванием илового раствора, имеющего в этих отложениях гидрокарбонатно-натриевый состав. И здесь в последующем, к 3–4-й порции, определяющим становится второй процесс – растворение карбонатных минералов, содержащихся в донных отложениях.

В морских донных отложениях, в составе иловых растворов которых преобладают хлориды и сульфаты Na, начальные порции фильтратов имеют хлоридно-натриевый состав (рис. 4), который меняется также к 3–4-й порции, когда среди анионов и здесь начинают преобладать гидрокарбонатные ионы. При этом наблюдается значительное, до 10 мг-экв/л повышение содержания этого иона, что

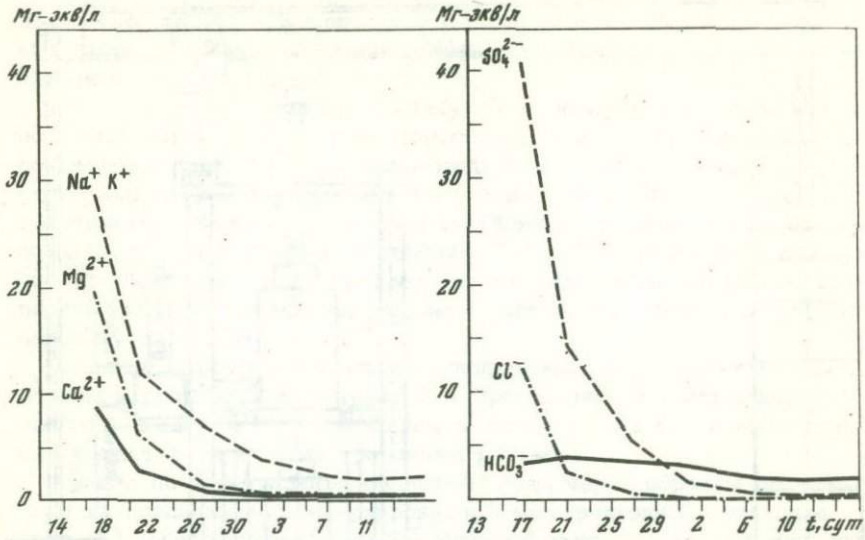



Рис. 2. Изменение химического состава фильтратов из глинистого суглинка во времени

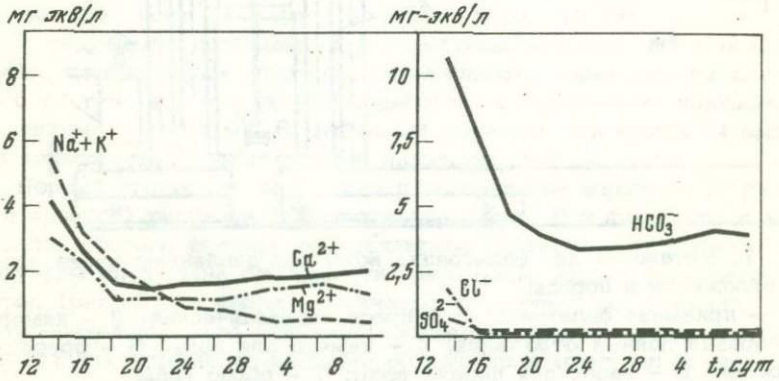



Рис. 3. Изменение химического состава фильтратов из донных отложений Отказненского водохранилища

может свидетельствовать о наличии в донных отложениях растворимых карбонатных минералов. Среди катионов преобладающим в последних порциях фильтратов вместо Na становится Mg.

Таким образом, можно рассматривать три стадии перехода солей в раствор при фильтрации, отражающие условия формирования химического состава природных вод при их контакте с донными отложениями и породами: 1) вымывание порового раствора; 2) растворение легко- и умеренно растворимых солей (сульфатные минералы Na, Ca и др.). Эта стадия оказывает влияние уже на состав первых

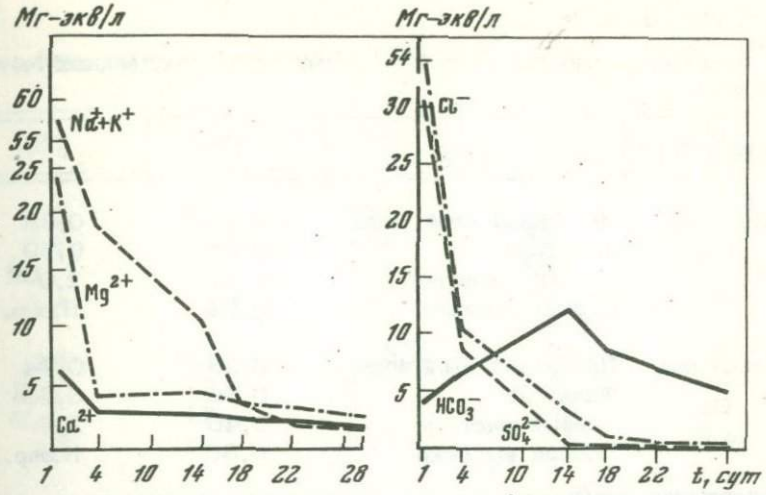



Рис. 4. Изменение химического состава фильтратов из донных отложений Каспийского моря

порций фильтрата; 3) растворение менее растворимых солей (карбонатных минералов Ca, Mg и других минералов). Эта стадия соответствует контакту с водой уже промытой породы или ила.

Для сопоставления химического состава поровых растворов, водных вытяжек и фильтратов сделан пересчет солей на 100 г сухого образца, что позволило для каждого образца оценить качественно и количественно долю жидкой и твердой фаз в формировании солевого состава вод. Такое сопоставление дало возможность также обнаружить довольно значительные различия в составе растворов, образующихся при настаивании или фильтрации для одних и тех же образцов (рис. 5, 6).

Фильтраты содержат наибольшее количество солей, вымытых из донных отложений и пород, по сравнению с вытяжкой и поровым раствором. Это увеличение в 2–4 раза, как правило, связано с повышением содержания в растворе гидрокарбонатов Ca и Mg. Фильтраты, полученные из образцов, содержащих гипс, отличаются резким увеличением (в 3–9 раз) количества вымытых солей за счет $CaSO_4$ по сравнению с водной вытяжкой. Вытяжка иногда представляет и по сумме солей, и по относительному составу не что иное, как тот же самый поровый раствор. Однако в ряде случаев, хотя по сумме солей поровый раствор и вытяжка совпадают, имеется различие в относительном составе, особенно в катионной части, что можно объяснить процессами катионного обмена, которые развиваются при получении водной вытяжки. Эти образцы представляют донные отложения и породы, почти не содержащие легкорастворимых солей.

Сопоставление концентраций микроэлементов, содержащихся в растворах, полученных различными способами, показывает неодина-

Таблица 1

Содержание микроэлементов в иловых растворах, водных вытяжках и фильтратах из донных отложений Отказненского водохранилища, мкг/л

| Место отбора | Раствор | B* | F* | Ni | Cu | Mn | Fe | Mo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Нижний буй | Придонный слой воды | 0,17 | 0,38 | 1,2 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 3,0 |
| | Фильтрат | 0,43 | 0,79 | 5,8 | 0,49 | 628 | 428 | 2,4 |
| | Иловый раствор | 0,11 | 2,0 | 20 | 53 | 150 | 660 | 14 |
| | Водная вытяжка | 0,18 | Н.опр. | 1,4 | 1,2 | 18 | 31 | 1,2 |
| Верхний буй | Придонный слой воды | 0,23 | 0,74 | 2,7 | Н.о. | 3,2 | 30 | 5,6 |
| | Фильтрат | 0,36 | 0,53 | Н.о. | 2,0 | 217 | 129 | Н.о. |
| | Иловый раствор | 0,40 | 2,1 | Н.о. | 12 | 360 | 65 | 20 |
| | Водная вытяжка | 0,36 | Н.опр. | 2,1 | 10 | 340 | 85 | Н.о. |

*Содержание, мг/л.

*Примечание.* Н.о. – *не обнаружено*, н.опр. – не определялось.

ковое поведение большинства элементов (табл. 1). Для донных отложений из приплотинной части водохранилища (*нижний буй*), в которых отмечается значительное количество илистой фракции гидрослюдистого и хлоритового состава, в иловых растворах и фильтратах наблюдаются повышенные концентрации F, Ni, Cu, Fe и Mo. Наиболее низкие концентрации микроэлементов, за исключением Cu, характерны для водной вытяжки. При фильтрации воды через донные отложения элементы переменной валентности – Fe и Mn – извлекаются с большей интенсивностью, чем другие элементы.

Таблица 2

Содержание $C_{орг}$ в породах и донных отложениях Отказненского водохранилища

| Образец | $C_{орг}$ | |
|---|---|---|
| | мг/л | мг/100 г |
| Порода | 3,7/6,8 | 2,0/0,2 |
| Донные отложения: | | |
| у верхнего буя | 11/18 | 5,4/0,8 |
| у нижнего буя | 18/26 | 9,0/3,4 |

*Примечание.* Числитель – водная вытяжка, знаменатель – поровый раствор.

Для донных отложений из верхней части водохранилища (верхний буй) на поведении микроэлементов сказывается влияние затопленных почв.

Сопоставление содержания Cu (в пересчете на 100 г образца) в поровых растворах (отжим), водных вытяжках и фильтратах пород и донных отложений Отказненского водохранилища показывает (рис. 7), что наиболее низкие его значения приходятся на поровый раствор, как в породе, так и донных отложениях. Для породы невысоким является также количество Cu, переходящее в раствор при фильтрации, в то время как водной вытяжкой извлекается значительно больше меди (в 4 раза). И для донных отложений содержание этого элемента в водной вытяжке несколько выше по сравнению с фильтратом. Это можно объяснить процессом сорбции Cu при фильтрации воды через колонки с породой и илом.

Сопоставление содержания Cu с количеством органических веществ (ОВ) не обнаруживает четкой взаимной корреляции (табл. 2). Если для породы характерны наиболее низкие содержания Cu и $C_{орг}$, то для донных отложений наблюдаются более высокие концентрации Cu у верхнего буя при наибольшем количестве ОВ в илах и у нижнего буя. Это можно объяснить большим участием почв в формировании *донных отложений* в верхней части водохранилища.

Метод фильтрации воды через породу при унификации ряда условий – скорости и объема пропускаемой воды, способа подготовки для исследования образца и других – позволяет получать сопоставимые результаты по динамике взаимодействия различных донных *отложений и пород с природными водами.*

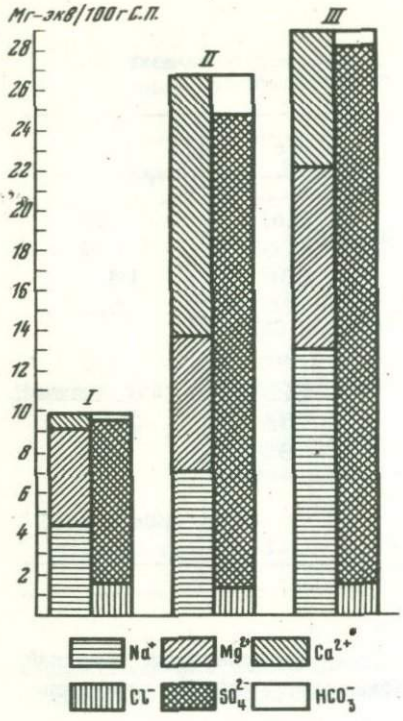
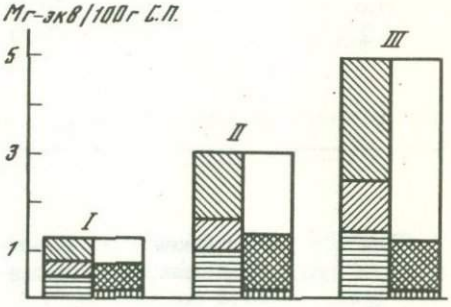



Рис. 5. Химический состав горного раствора (I), водной вытяжки (II) и фильтрата (III) из глинистого суглинка

Рис, 6. Химический состав илового раствора (I), водной вытяжки (II) и фильтрата (III) из образца донных отложений (верхняя часть Отказненского водохранилища)

Условные обозначения см. на рис. 5




С помощью фильтрации воды через образец донных отложений в воду наряду с компонентами, входящими в состав илового раствора и водной вытяжки, переходит и большая часть менее растворимых солей – карбонатов. Таким образом, сочетание рассмотренных приемов обработки донных отложений позволяет получить сведения о количестве компонентов в иловом растворе, наиболее легко переходящих в воду, о содержании в отложениях соединений, находящихся в твердом состоянии, но сравнительно легко растворимых, и, наконец, о запасе веществ, постепенно поступающих в воду при длительном ее контакте с донными отложениями.

При исследовании макрокомпонентов такая последовательность поступления в воду соединений из донных отложений прослеживается четко.

Процессы перехода микрокомпонентов в воду при применении указанных методов обработки донных отложений сопровождаются дополнительными явлениями, например сорбцией, десорбцией, окислением и другими, которые требуют расшифровки. Одновременное применение нескольких методов исследования – отжим поровых растворов, получение водных вытяжек и проведение фильтрации воды через породу – позволяет глубже вскрыть процесс взаимодействия

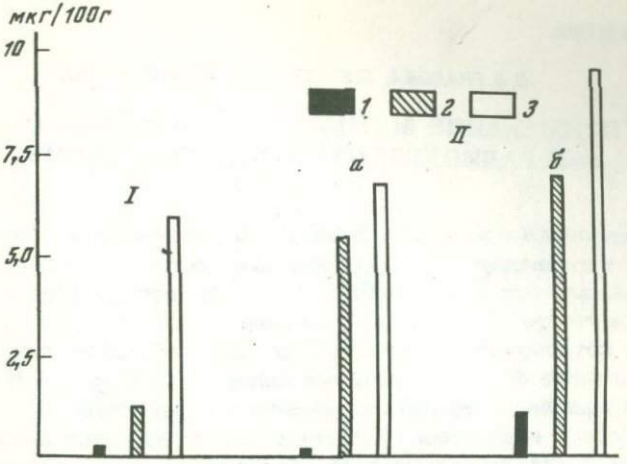



Рис. 7. Содержание Cu в горных и иловых растворах, водных вытяжках и фильтратах пород (I) и донных отложений (II) Отказненского водохранилища (*а* – нижний буй, *б* – верхний буй)
*1* – отжим; *2* – фильтрат; *3* – водная вытяжка

воды с породой, в частности осветить последовательность перехода растворимого солевого комплекса из донных отложений и пород в воду, т.е. моделировать природный процесс выщелачивания и оценивать его масштабы в различных условиях.

## ЛИТЕРАТУРА

Кашинский П.А., Веселовский Н.В. О схеме анализа лечебной грязи и о форме сообщения результатов ее анализа. – Гидрохим. материалы, 1947, т. 13.

Коновалов Г.С., Манихин В.И., Семенов Д.И. Выделения поровых растворов для исследования микрокомпонентов их химического состава. – В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Минск: Наука и техника, 1973.

Коновалов Г.С., Семенов Д.И., Манихин В.И. Установка для изучения процессов фильтрации воды через породы. – Гидрохим. материалы, 1969, т. 2.

Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971.

Морозов С.С. Изменение химического состава, физических и физико-химических свойств магматических горных пород и минералов при взаимодействии с водными растворами. – В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М.: Госстройиздат, 1957.

Равич М.И. Химический состав иловых отложений крымских соляных озер. – В кн.: Соляные озера. М.: Изд-во АН СССР, 1936.

Щукарев С.А., Косман О.М. К методике анализа иловых лечебных грязей. – В кн.: Физико-химия минеральных вод и лечебных грязей. М.: Биомедгиз, 1938, ч. 3. Процесс приготовления водных вытяжек.

УДК 550.4:543.056

*И. В. ГРАКОВА, Б. Б. ЗЕЛЬДИНА, О. Б. ПАРУНИН*

# ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА МОКРОГО СЖИГАНИЯ В РАДИОУГЛЕРОДНОМ ДАТИРОВАНИИ

Определение возраста радиоуглеродным методом в большинстве случаев производится по органогенным образцам (древесина, торф, растительные остатки, ископаемые почвы, донные осадки и т.д.). При этом часто пробы сильно загрязнены минеральными примесями, очистка которых очень сложна. Для таких образцов, как ископаемые почвы, донные осадки, в которых содержание $C_{орг}$ очень мало, проводится выделение гуминовых кислот и определение возраста по ним. Процесс выделения гуминовых кислот является длительной и трудоемкой стадией химической обработки. Часто гуминовые кислоты находятся в образце в виде труднорастворимых соединений с минеральными веществами и требуется многократная и длительная обработка образцов растворами кислоты и щелочи для очистки и выделения их [Кононова, 1964; Тюрин, 1965]. В ряде случаев полного выделения не происходит, так как некоторые полимеризированные формы гуминовых веществ могут не растворяться в щелочи. Поэтому целесообразно найти более эффективный способ.

Как известно, почвы и донные осадки представляют сложную смесь органических и минеральных соединений. Существует два метода определения $C_{орг}$ [Гедройц, 1955]. 1. Метод Густавсона, когда органическое вещество (ОВ) пробы сжигается в токе чистого, сухого кислорода, С органических соединений сгорает нацело до $CO_2$ и улавливается. 2. Метод Кнопа основан на мокром сжигании (окислении) ОВ до $CO_2$ хромовым ангидридом или бихроматом К с концентрированной серной кислотой при нагревании

$$4CrO_3 + 6H_2SO_4 = 2Cr_2(SO_4)_3 + 6H_2O + 3O_2 \quad (1)$$

или

$$2K_2Cr_2O_7 + 8H_2SO_4 = 2K_2SO_4 + 2Cr_2(SO_4)_3 + 8H_2O + 3O_2, \quad (2)$$

$$3C + 3O_2 = 3CO_2. \quad (3)$$

Авторы остановились на методе Кнопа из-за простоты выполнения анализа и очистки выделяющегося газа.

Для проведения анализа готовится насыщенный раствор хромового ангидрида. Перед началом окисления образец обрабатывается 5%-ным раствором соляной кислоты для удаления карбонатов и тщательно отмывается от ионов Ca и Cl дистиллированной водой. Образец помещается в реакционную двухгорловую колбу емкостью 2 л, туда же вносится примерно 0,1 мг Se, служащего катализатором окислительной реакции. После этого колба подсоединяется через систему

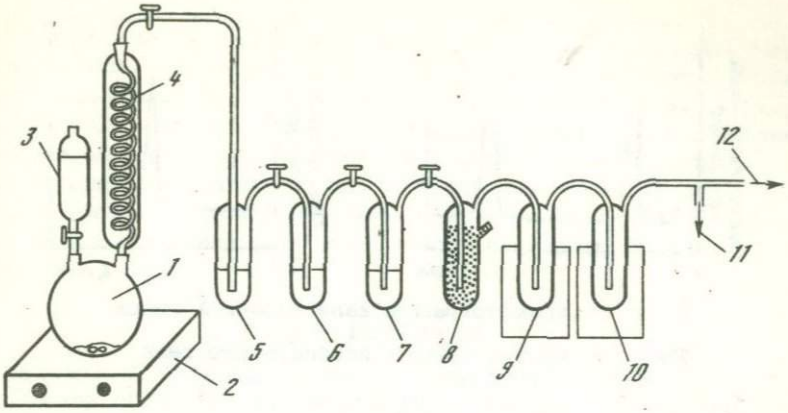



Рис. 1. Установка для получения $CO_2$ методом мокрого сжигания органического образца

1 – реакционная колба; 2 – магнитная мешалка; 3 – делительная воронка; 4 – холодильник; ловушки: 5 – с ацетатом Cd, 6, 7 – с концентрированной $H_2SO_4$, 8 – с ангидроном, 9, 10 – для улавливания $CO_2$; 11 – газометр; 12 – откачка

ловушек к газометру (рис. 1). Перед началом окисления из системы удаляется воздух с помощью форвакуумного насоса. После откачки вакуумной системы в колбу с образцом приливается расчетное количество хромового ангидрита по уравнениям (2), (3) и прибавляется такое количество концентрированной серной кислоты, чтобы конечная концентрация была в 3 вес.ч. $H_2SO_4$/2вес.ч. $H_2O$. Для более полного проведения реакции необходимо брать 50%-ный избыток хромового ангидрида, так как выделяющийся при взаимодействии серной кислоты с хромовым ангидридом О расходуется не только на окисление $C_{орг}$, но и на окисление примесей, присутствую-

Выходы углекислоты в результате мокрого сжигания различных типов органических образцов

| Материал | Содержание $C_{орг}$ в образце, % | Выход $CO_2$, % |
|---|---|---|
| Диатомовый ил* | 8,5 | 63 |
| | 7 | 59 |
| | 5 | 50 |
| | 6 | 54 |
| | 9 | 56 |
| Сапропель | 58 | 53,5 |

*Во всех образцах содержание $CO_2$ 50–65%.

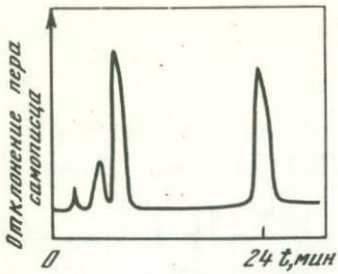



Рис. 2. Хроматограмма калибровочной смеси

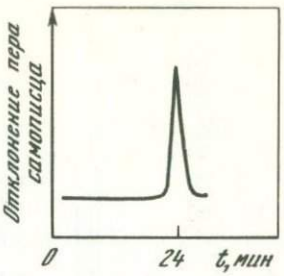



Рис. 3. Хроматограмма исследуемого газа

щих в пробе, таких как Cl, закисные соединения Fe, Mn и т.д. Индикатором недостатка хромовой кислоты в растворе служит зеленая окраска.

Для лучшего взаимодействия раствора с пробой смесь перемешивается с помощью магнитной мешалки. К концу реакции смесь нагревают для полного выделения полученного $CO_2$, который, проходя через систему ловушек с очистителями и осушителями, улавливается в ловушке, охлаждаемой жидким азотом, и затем перепускается в газометр или подушку (газосборник). Время проведения реакции занимает в среднем 2–4 ч. Далее $CO_2$ очищалась на окиси Ca. Результаты опытов приведены в таблице.

Как видно из полученных данных, выходы составляют в среднем 56%. Для проверки чистоты полученной углекислоты и эффективности используемой очистки был проведен анализ газа методом газо-адсорбционной хроматографии на приборе ЛХМ-7 по методике С. Грюна.

Проба анализируемого газа объемом 1 $см^3$ пропускалась при комнатной температуре через колонку силикагеля длиной 6 м и диаметром 6 мм (величина зерен 0,25–0,36 мм). В качестве газа-носителя применялся гелий с постоянной скоростью потока 30 мл/мин. Колонки силикагеля перед анализом активировались при температуре 350°С в вакууме и затем охлаждались током гелия. В качестве эталонного образца использовалась $CO_2$, полученная разложением спектрально чистого $CaCO_3$ 100%-ной ортофосфорной кислотой. Были сняты хроматограммы анализируемых газов и калибровочная хроматограмма приготовленной смеси водорода, воздуха, CO, $CO_2$ (рис 2, 3). Как видно из рисунков, получаемый методом мокрого сжигания газ не содержит примесей и может быть использован как в газовом варианте радиоуглеродного метода в качестве счетного газа, так и в сцинтилляционном варианте для последующего превращения в бензол. Методика получения углекислоты через стадию гуминовых кислот требует большей затраты времени и более трудоемка, чем получение углекислоты мокрым сжиганием.

Таким образом, при мокром сжигании органических проб, по методу Кноппа, получен выход $CO_2$ 56%. Хроматографический анализ газа показывает, что в результате мокрого сжигания получается чистая $CO_2$, которую можно использовать в радиоуглеродном датировании, как в газовом варианте в качестве счетного газа, так и в сцинтилляционном варианте для последующего превращения в бензол. Рассмотренный метод менее трудоемок и занимает меньше времени, чем метод получения $CO_2$ через стадию выделения гуминовых кислот.

## ЛИТЕРАТУРА

Гедройц К.К. Избранные труды. М.: Сельхозгиз, 1955. Т. 2.

Кононова М.М. Проблемы почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М.: Наука, 1964.

Тюрин Н.В. Органическое вещество почвы и его роль в плодородии. М.: Наука, 1965.

## СОДЕРЖАНИЕ

ТЕКТОНИКА

Я. П. Маловицкий, Л. А. Есина, О. В. Казаков, В. Н. Москаленко, Г. В. Осипов, Ю. И. Свистунов, А. А. Терехов, Б. Д. Углов. Глубинное строение и некоторые вопросы генезиса впадин западной части Средиземноморского пояса . . . . . 3

А. П. Милашин, В. А. Панаев. Основные закономерности в строении земной коры океанов . . . . . 19

Г. С. Харин, В. М. Литвин, М. В. Руденко. Вулканические породы и их роль в структуре дна Атлантического океана . . . . . 32

ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Д. Е. Гершанович, А. И. Конюхов. Современное осадкообразование в зоне Перуанского течения . . . . . 48

И. О. Мурдмаа, А. П. Лисицын, В. В. Серова, В. П. Казакова, А. Н. Рудакова. Закономерности распределения минералов крупноалевритовой фракции в глубоководных осадках Тихого океана . . . . . 58

Э. С. Тримонис. Формирование минерального состава глубоководных осадков Черного моря . . . . . 72

З. Н. Горбунова. Состав и генезис высокодисперсных минералов в скважинах глубоководного бурения в Тихом океане . . . . . 83

М. С. Бараш. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции . . . . . 102

ГЕОХИМИЯ

Н. П. Морозов, Л. Л. Демина. Взвесь и связанные с ней металлы в водах Северной Атлантики . . . . . 129

О. В. Шишкина. Современное состояние проблемы изучения иловых вод . . . . . 146

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

Ю. К. Бурлин, О. К. Баженова, В. В. Донцов. Литолого-геохимическая характеристика периокеанических осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса . . . . . 161

Ю. И. Корчагина. Геохимические особенности майкопских отложений в Северо-Причерноморском бассейне . . . . . 170

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

А. Д. Куринов, Л. А. Смахтин, Н. В. Катаргин, Н. Ф. Молина. Определение элементного состава донных отложений методом нейтронно-активационного анализа . . . . . 174

Н. В. Катаргин, А. Д. Куринов, Л. А. Смахтин, Е. С. Шоукель. Математическая обработка гамма-спектров облученных нейтронами морских осадков с помощью ЭВМ "Наири-К" . . . . . 182

В. С. Щербаков, А. А. Грачев. Методика обработки морской геологической информации на ЭВМ . . . . . 188

Н. В. Есин, М. Т. Савин, К. М. Шимкус, Ю. Д. Евсюков. Математический метод реконструкции и прогнозирования береговых линий моря . . . . . 194

В. И. Манихин, Г. С. Коновалов. Метод изучения процессов взаимодействия донных отложений и воды . . . . . 202

И. В. Гракова, Б. Б. Зельдина, О. Б. Парунин. Применение метода мокрого сжигания в радиоуглеродном датировании . . . . . 212

УДК 551.24(262),(262.5),(262.54),(262.83)

Маловицкий Я.П., Есина Л.А., Казаков О.В., Москаленко В.Н., Осипов Г.В., Свистунов Ю.И., Терехов А.А., Углов Б.Д. Глубинное строение и некоторые вопросы генезиса впадин западной части Средиземноморского пояса. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 3–19.

Рассмотрены геолого-геофизические материалы по впадинам Средиземного, Черного, Каспийского и Аральского морей. Показано, что кристалический фундамент в пределах большей части территории впадин сложен метаморфическо-магматическим комплексом пород, который по возрасту, составу и внутренней структуре в основном не отличается от фундамента прилегающей суши.

Впадины внутренних морей выполнены мощными осадочными толщами с преобладающим платформенным типом деформаций, которые сформировались в ходе длительных вертикальных опусканий кристаллического пояса, изредка сменявшихся относительными поднятиями.

Выделены основные этапы развития рассматриваемых впадин: древнейший (архейско-раннепротерозойский), древний (байкальский, местами до герцинского), средний (палеозойско-эоценовый), молодой (олигоцен-миоценовый) и неотектонический (плиоцен-четвертичный). Общие характерные черты всех впадин позволяют выделить их в самостоятельный тип мегавпадин или пелагократонных областей. При этом тектоническая природа впадин мало связана с судьбой альпийских складчатых областей.

Ил. 5, библиогр.: с. 17–19 (42 назв.).

УДК 551.24(26)

Милашин А.П., Панаев В.А. Основные закономерности в строении земной коры океанов. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 19–32.

По данным зарубежных и советских исследований составлены карты мощностей земной коры, "базальтового" слоя, второго слоя и осадочного чехла Мирового океана. Мощности земной коры и "базальтового" слоя уменьшаются в сторону глубоководных котловин, периокеанических прогибов и желобов в основном параллельно с увеличением их глубин.

В распространении второго слоя выявлены три основных случая: 1 – продолжение второго слоя на шельфе и переход его на материке в вулканогенные толщи мезозойского возраста; 2 – выклинивание слоя к континентальному склону; 3 – выклинивание слоя в сторону материков на большом удалении от континентального склона.

Вдоль побережий Северной, Южной Америки, Африки и Индостана оконтурены периокеанические прогибы с мощностью осадков 5–10 км. Эти прогибы наряду с внутренними и окраинными морями являются основными нефтегазоносными бассейнами Мирового океана. В Северо-Восточной котловине Тихого океана обнаружена блоковая структура земной коры. В отличие от нее в Северо-Западной котловине в кайнозое существовали стабильные условия развития.

Ил. 5, библиогр.: с. 32 (5 назв.).

УДК 552.313:551.462(261)

Харин Г.С., Литвин В.М., Руденко М.В. Вулканические породы и их роль в структуре дна Атлантического океана. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 32–47.

По материалам экспедиционных исследований, картографическим и литературным данным разработана классификация вулканических и вулкано-тектонических форм рельефа дна Атлантического океана. Дается *петрологическая характеристика слагающих их* вулканических структур. В формировании подводных гор и островов вулканизм играет основную роль. Общий объем вулканических пород, слагающих эти формы, составляет 1,4 млн. км$^3$. Формирование подводных хребтов и сводово-глыбовых поднятий обусловлено тектоническими причинами, а вулканические процессы играют важную роль в образовании их фундамента. Объем вулканических пород здесь достигает 57 млн. км$^3$. Объем базальтов второго слоя океанических котловин – 45–60 млн. км$^3$. Ил. 5, табл. 2, библиогр.: с. 46–47 (36 назв.).

УДК 551.351.2:551.352(265)

Гершанович Д.Е., Конюхов А.И. Современное осадкообразование в зоне Перуанского течения. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 48–58.

Показана горизонтальная и вертикальная зональности в распределении вещественно-генетических типов осадков на шельфе и континентальном склоне Перу: с юга на север терригенные осадки с участием диатомового материала сменяются терригенными осадками с участием биогенного карбонатного материала. С глубиной терригенные осадки переходят в биогенные, затем в хемогенные (глауконитовые), которые глубже 2000 м сменяются терригенными осадками.

Описаны минералогия, гранулометрия, распределение $CaCO_3$, P, Mn, $C_{орг}$ и Fe в поверхностном слое донных осадков. Закономерности распространения осадкообразующих минералов и химических элементов обусловлены главным образом зональностью распределения вещественно-генетических типов осадков. Осадконакопление в районах действия восточных пограничных течений, в том числе в зоне Перуанского течения, видимо, характеризует особый подтип океанского седиментогенеза. Ил. 3, табл. 1, библиогр.: с. 58 (9 назв.).

УДК 551.35(265)

Мурдмаа И.О., Лисицин А.П., Серова В.В., Казакова В.П., Рудакова А.Н. Закономерности распределения минералов крупно-алевритовой фракции в глубоководных осадках Тихого океана. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 58–71.

В тяжелой фракции 0,1–0,05 мм глубоководных осадков Тихого океана среди прозрачных минералов доминируют моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, эпидот, в легкой фракции вулканические стекла, плагиоклаз, цеолиты и лишь в некоторых районах

кварц. Выделяются четыре минеральных комплекса: двупироксеновый (вулканогенный), клинопироксен-эпидот-роговообманковый ("геосинклинальный"), циркон-гранатовый ("платформенный") и клинопироксеновый (центрально-океанский). В целом минеральный состав крупного алеврита связан с основными магматическими породами, их метаморфизованными разностями и продуктами современного вулканизма, что отражает тектонические особенности Тихоокеанского сегмента Земли.
Ил. 3, библиогр.: с. 71 (11 назв.).

УДК 551.352.(262.5)

Трймонис Э. С. Формирование минерального состава глубоководных осадков Черного моря. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 72–82.

На основании изучения 400 проб осадков глубоководной котловины и континентального склона Черного моря описан минеральный состав гранулометрических фракций. Выделены терригенно-минералогические провинции. Минеральный состав современных глубоководных осадков Черного моря формируется в основном в результате сочетания терригенного и биогенного материала. В пределах континентального склона решающее значение принадлежит терригенным (обломочным и глинистым) минералам. В глубоководной котловине, особенно в халистатических областях, преобладают биогенные, главным образом кокколитовые, осадки.
Ил. 1, табл. 1, библиогр.: с. 82 (14 назв.).

УДК 549.623:551.46.8(265)

Горбунова З. Н. Состав и генезис высокодисперсных минералов в скважинах глубоководного бурения в Тихом океане. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 83–102.

На основании рентгено-дифракционных данных для фракции <1 и 2 мкм более чем для 100 скважин, пробуренных с судна "Гломар Челленджер", были составлены схемы распределения глинистых минералов от плейстоцена до эоцена. Установлено, что в окраинных частях Тихого океана от плейстоцена к миоцену намечается тенденция увеличения роли монтмориллонита за счет уменьшения терригенных минералов (гидрослюд, хлорита и менее четко каолинита).

Картина изменения состава глинистых минералов по возрасту может быть объяснена несколькими факторами: флуктуацией вулканической активности, оледенений, изменениями уровня океана, степенью эрозии на континенте и т. д. Теория расширения дна океана достаточно хорошо согласуется с этой тенденцией. Вероятно, немалую роль в обогащении монтмориллонитом и палыгорскитом древних осадочных толщ играли гидротермальные процессы, следы которых найдены в экваториальной части Тихого океана, на плато Шатского и в Южном океане.
Ил. 5, библиогр.: с. 101–102 (24 назв.).

УДК 551.46.8:551.79

Бараш М. С. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 102–128.

Рассматриваются методы оценки климатических условий четвертичного времени: 1 – построение палеоклиматических кривых, дающих качественную оценку колебаний температуры воды; 2 – микропалеонтологические палеотемпературные реконструкции, основанные на сравнении ископаемых танатоценозов планктонных фораминифер с современными, получившими количественную привязку к среднегодовым температурам верхнего слоя воды; 3 – изотопный палеотемпературный анализ, основанный на определении соотношения изотопов кислорода в раковинах фораминифер. Сравниваются результаты микропалеонтологического и изотопного анализов, микропалеонтологический метод дает более стабильные результаты. Использование изотопного метода осложнено неопределенностью поправок на изотопный фон воды. Приведены данные о колебаниях температуры придонной воды.

Осуществлен ряд палеогеографических реконструкций. Приведены схемы положения южной границы плавучих льдов в Северной Атлантике для времени заключительной стадии последнего материкового оледенения, циркуляции водных масс и атмосферы, летних и зимних палеотемператур для этой же эпохи, широтной миграции климатических поясов Атлантического океана в позднем плейстоцене и голоцене.
Ил. 10, табл. 2, библиогр.: с. 124–128 (80 назв.).

УДК 550.4:551.463.8(261.4)

Морозов Н. П., Демина Л. Л. Взвесь и связанные с ней металлы в водах Северной Атлантики. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 129–146.

Результаты атомно-абсорбционного определения ряда металлов во взвешенном материале вод Северной Атлантики показали, что содержание этих металлов как в поверхностном горизонте, так и с глубиной сильно варьирует. Вероятно, это обусловлено различной связью металлов с терригенным материалом и избирательным их накоплением планктонными организмами. В отдельных районах прибрежной зоны обнаружены концентрации металлов, в несколько раз превышающие средние их содержания. Ил. 3, табл. 2, библиогр.: с. 145–146 (17 назв.).

УДК 550.461

Шишкина О. В. Современное состояние проблемы изучения иловых вод. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 146–160.

В морских осадках содержатся иловые воды трех типов. Хлоридно-натриевые воды содержатся в пелагических глубоководных осадках океанов и открытых морей. Хлоридно-щелочные воды распространены в обогащенных ОВ осадках материковых окраин и внутриконтинентальных морей с неизменявшимся гидрохимическим режимом. Хлоридно-натриево-кальциевые иловые воды формируются в процессе диагенеза в осадках

внутриконтинентальных водоемов с изменяющимся в геологической истории гидрохимическим режимом. Развиты представления о влиянии диффузии на солевой состав иловых вод, в частности на концентрацию Cl. Освещены новые методы получения и изучения иловых вод. Намечены пути дальнейших исследований.
Ил. 3, библиогр.: с. 159–160 (28 назв).

УДК 552.5:550.4.553.981:553.982(925.18)

Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Донцов В.В. Литолого-геохимическая характеристика периокеанических осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, 161–169.

Приводится сравнительная литолого-геохимическая характеристика нефтепроизводящих отложений и характера возможной нефтегазоносности различных осадочных нефтегазоносных бассейнов Тихоокеанского подвижного пояса в зависимости от их расположения в различных структурных зонах.
Ил. 2, библиогр.: с. 169 (6 назв.).

УДК 550.4:552.5(924.71)(924.62/76)

Корчагина Ю.И. Геохимические особенности майкопских отложений в Северо-Причерноморском бассейне. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 170–173.

Дан сравнительный анализ одновозрастных (майкопских) отложений в двух смежных нефтегазоносных бассейнах. По геохимическим условиям в период осадконакопления, а также последующей геологической истории развития этих отложений дается дифференцированная оценка нефтегазогенерирующих свойств майкопских отложений в сравниваемых бассейнах.
Библиогр.: с. 173 (7 назв.).

УДК 551.35:543.5

Куринов А.Д., Смахтин Л.А., Катаргин Н.В., Молина Н.Ф. Определение элементного состава донных отложений методом нейтронно-активационного анализа. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 174–182.

Использование различных вариантов инструментального нейтронно-активационного анализа позволило разработать методики и количественно определить в океанических осадках и горных породах следующие элементы: Na, Al, Si, Mg, Sc, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Rb, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Eu, Ta, U. Относительная погрешность определения в зависимости от элемента и его концентрации лежит в пределах 2–18%. Описанная аппаратура в сочетании с ЭВМ "Наири-К" позволяет проводить многоэлементный анализ до 50 проб в день.
Ил. 3, табл. 1, библиогр.: с. 181–182 (13 назв.).

УДК 551.35:543.5:681.14

Катаргин Н.В., Куринов А.Д., Смахтин Л.А., Шокель Е.С. Математическая обработка гамма-спектров облученных нейтронами морских осадков с помощью ЭВМ "Наири-К". – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 182-188.

Инструментальный нейтронно-активационный анализ позволяет определять в геологических образцах микроэлементы, недоступные для других физико-химических методов или требующие больших затрат труда и времени. Наиболее трудоемкой процедурой при активационном анализе является обработка гамма-спектров. Для проведения массового анализа обработка спектров должна производится на малой ЭВМ, работающей "на линии" с амплитудными анализаторами. В данной работе описаны программы для ЭВМ "Наири-К", которые использовались для анализа донных осадков и водных взвесей. Приведены результаты ручной и машинной обработки гамма-спектров стандартных пород, которые подтверждают перспективность использования инструментального нейтронно-активационного анализа совместно с ЭВМ для массового анализа различных геологических объектов.
Табл. 2, библиогр.: с. 188 (11 назв.).

УДК 62-50:551.35

Щербаков В.С., Грачев А.А. Методика обработки морской геологической информации на ЭВМ. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 188-193.

Автоматизированная система обработки морской геологической информации рассматривается как часть единой технологии, охватывающей весь процесс от получения данных до интерпретации результатов и использования их при оперативном планировании самих геологических работ. Предложена принципиальная схема такой системы и методы реализации каждого из ее блоков. Особое внимание уделено структуре информационно-поисковой системы (ИПС) и методам ее использования для решения геологических задач. Выделены основные технологические цели геологических задач, и показано, что эти задачи могут быть решены путем создания комплекта алгоритмов и программ.
Ил. 1.

УДК 51:551.417(262.5)

Есин Н.В., Савин М.Т., Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д. Математический метод реконструкции и прогнозирования береговых линий моря. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 194-201.

Предложена система уравнений для описания процесса абразии, реконструкции и прогнозирования береговых линий моря. Исходные величины, входящие в уравнения, подобраны по участку шельфа в районе г. Геленджика. Решение системы уравнений привело к выводу, что береговая линия 1400-1100 лет назад располагалась на разных участках от 8,5 до 17,2 м мористее, а через 2000 лет передвинется в сторону суши на расстояние от 10,1 до 26,2 м. Участок шельфа в

районе г. Геленджика формировался в течение 9–11 млн. лет. Береговая линия к началу плейстоцена находилась на 1–2 км мористее современной.
Ил. 2, табл. 1, библиогр.: с. 200–201 (22 назв.).

УДК 550.461

Манихин В.И., Коновалов Г.С. Метод изучения процессов взаимодействия донных отложений и воды. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 202–211.

Комплексное применение нескольких методов исследования (отжим иловых растворов, получение водных вытяжек и проведение фильтрации воды через донные отложения) позволяет более глубоко вскрыть процесс взаимодействия донных отложений с водой, выявить закономерности перехода растворимого комплекса из осадков в воду. При фильтрации воды через донные отложения в раствор переходит значительно большее количество макро- и микрокомпонентов по сравнению с водной вытяжкой и иловым раствором. Описываемый метод исследования может применяться для моделирования природных процессов.
Ил. 7, табл. 2, библиогр.: с. 211 (7 назв.).

УДК 550.4:543.056

Гракова И.В., Зельдина Б.Б., Парунин О.Б. Применение метода мокрого сжигания в радиоуглеродном датировании. – В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 212–215.

Показана возможность использования метода мокрого сжигания для радиоуглеродного датирования. Выход $CO_2$ при мокром сжигании составляет в среднем 56%. Получающаяся $CO_2$ пригодна для радиоуглеродного датирования как в газовом варианте, так и в последующем превращении $CO_2$ в бензол. Метод менее трудоемок по сравнению с получением $CO_2$ через стадию выделения гуминовых кислот.
Ил. 3, табл. 1, библиогр.: с. 215 (3 назв.).

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

*Утверждено к печати Междуведомственным литологическим комитетом АН СССР*

Редактор В.П. Цетлин. Редактор издательства В.Я. Енюкова
Художник В.В. Фирсова. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Петракова

ИБ № 17157

Подписано к печати 03.10.80. Т-15873. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ. л. 14+0,4 вкл. Уч.-изд.л. 15,8. Тираж 850 экз. Тип. зак. 1646
Цена 2р. 40к.

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

2 р. 40 к.

5556

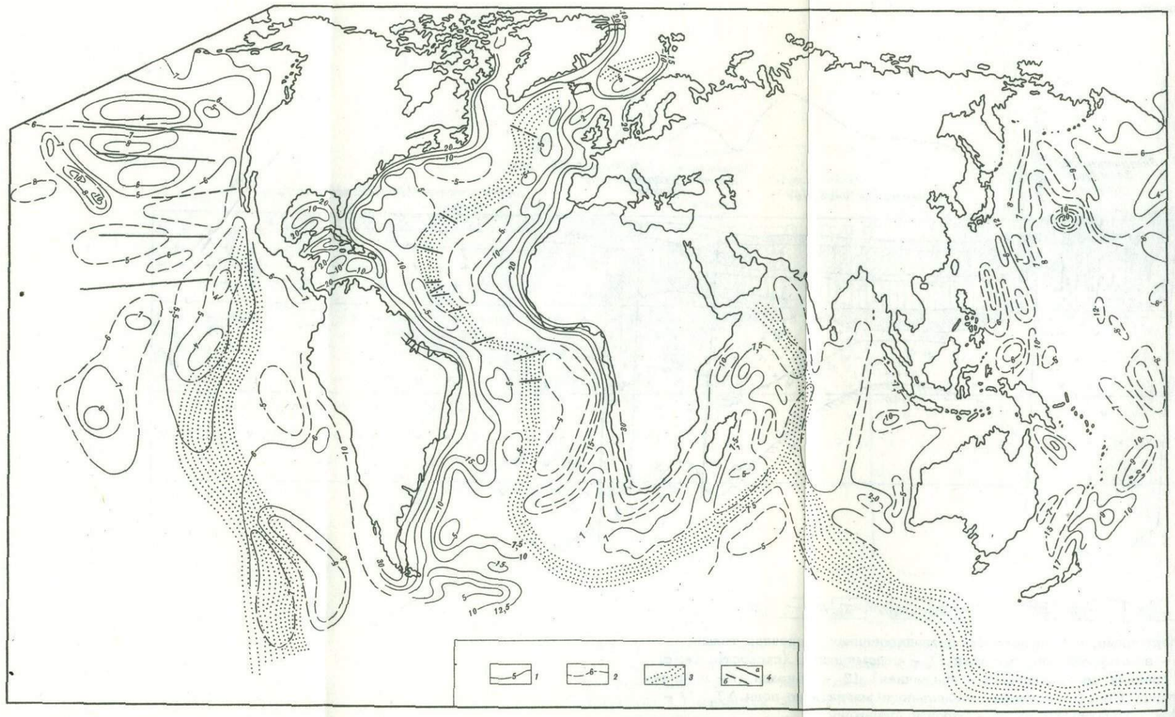


Рис. 1. Карта мощностей земной коры

Изопахиты, км: *1* – достоверные; *2* – предполагаемые; *3* – срединно-океанические хребты; *4* – разломы (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые)

К ст. А.П. Милашина, В.А. Панаева

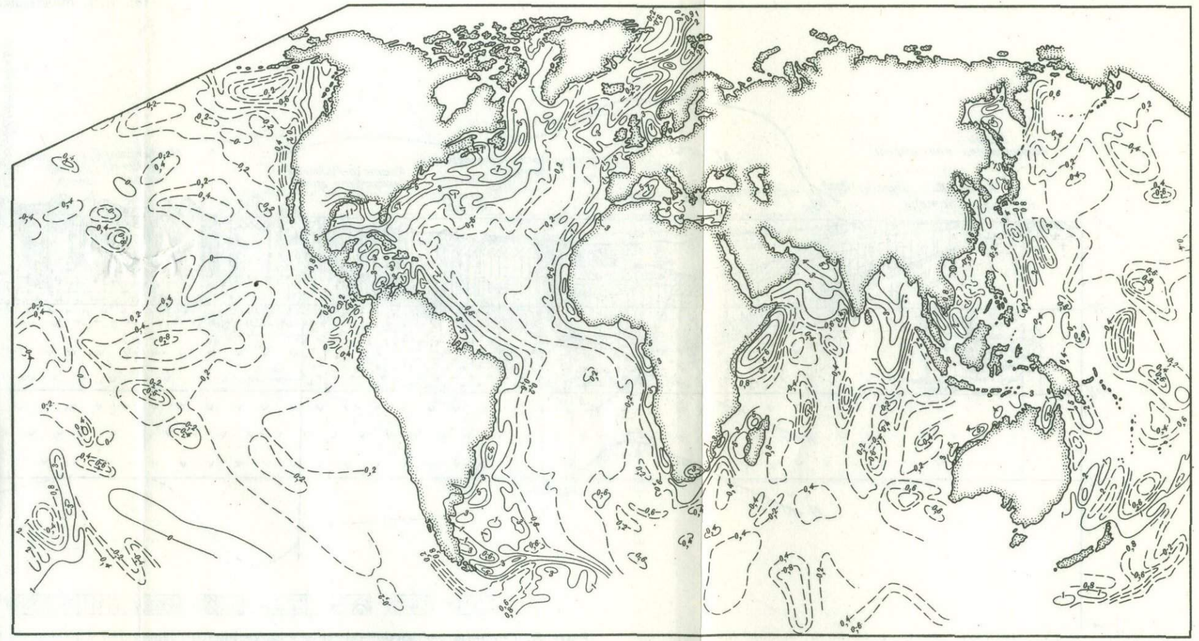


Рис. 4. Карта мощностей осадочного чехла Мирового океана

Изопахиты при мощности >1 км проведены через 2 км (сплошные линии), <1 км – через 0,2 км (пунктир)