

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ ЛОМОСОСОВА

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1989

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хворова И.В.</i> Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области. Сообщение 2. Позднекайнозойские и современные морские отложения и условия их образования	3
<i>Штеренберг Л.Е., Дриц В.А., Салынь А.Л., Калашикова Н.Л.</i> Некоторые различия между бернесситами осадочного и гидротермального генезиса	17
<i>Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В.</i> Железомарганцевые корки и конкреции Курильской островной дуги: их строение, состав, генезис	30
<i>Нагорный В.А.</i> Постседиментационные инъекционно-конвюлютные фосфориты Дальнего Востока	41
<i>Жильцова И.Г., Перлина С.А., Шмариович Е.М.</i> Физико-химические условия формирования рудной уранилванадатной минерализации	54
<i>Поляков А.С., Шмагин Б.А.</i> Анализ закономерностей постседиментационного формирования плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага на основе факторной модели	61
<i>Фомин А.Н.</i> К проблеме взаимосвязей отражательной способности витринита с литологическими особенностями осадочных пород	74
<i>Покровский Б.Г., Головин Д.И.</i> Условия глауконитообразования в палеогене Восточного Средиземноморья по изотопным данным	84
<i>Попов В.Г.</i> О связи хлоркальциевых рассолов с процессами метасоматической доломитизации известняков	97
<i>Вистелшус А.Б.</i> Об изложении математических вопросов в некоторых справочных публикациях издательства "Недра"	104

Краткие сообщения

<i>Бойнагрян В.Р., Бойнагрян Т.Г.</i> Геохимическая характеристика и генезис рыхлых покровных образований бассейна р. Агстев (АрмССР)	117
<i>Абрамова Е.В., Жолнерович В.А.</i> Условия кристаллизации оксихлоридов меди и свинца из термальных растворов полуострова Челекен	123

Методика

<i>Воскобойников В.М., Краковский Б.И.</i> Методика рентгенографического исследования строения субаквальных осадков	131
---	-----

Критика

<i>Шлезингер А.Е.</i> Сейсмостратиграфия, тектоника и глобальные уровни седиментации 137	
--	--

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

4

JULY-AUGUST

1989

CONTENTS

<i>Khvorova I.V.</i> Sedimentation specific features in the Indonesian geosynclinal area. Contribution 2. Late Cenozoic and recent marine sediments and the conditions of their formation	3
<i>Shterenberg L.Ye., Drits V.A., Salyn A.L., Kalashnikova N.L.</i> Some differences between birnessites of the sedimentary and those of the hydrothermal genesis	17
<i>Uspenskaya T.Yu., Gorshkov A.I., Gavrilenko G.M., Sivtsov A.V.</i> Ferromanganese crusts and nodules of the Kuril island arc: their structure, composition and genesis	30
<i>Nagorny V.A.</i> Post-sedimentary convolutedly injected phosphorites of the Far East	41
<i>Zhil'tsova I.G., Perlina S.A., Shmariovich Ye.M.</i> Physico-chemical conditions of the formation of uranium-vanadium ore mineralization	54
<i>Polyakov A.S., Shmagin B.A.</i> Analysis of post-sedimentary Pliocene-Quaternary sediments formation in the Baku archipelago on the basis of the factor model	61
<i>Fomin A.N.</i> To the problem of the relation between the vitrinite reflection property and lithological peculiarities of sedimentary rocks	74
<i>Pokrovsky B.G., Golovin D.I.</i> The conditions of glauconite formation in the East Mediterranean according to isotope data	84
<i>Popov V.G.</i> On the relation of chlorine-calcium brines to processes of limestones metasomatic dolomitization	97
<i>Vistelius A.B.</i> Mathematic problems as they are given in some reference publications of the "Nedra" publishing house	104
<i>In Brief</i>	
<i>Boynagryan V.R., Boynagryan T.G.</i> The geochemical characteristics and genesis of unconsolidated nappe formations of the Agstev river basin (Armenian SSR)	117
<i>Abramova Ye.V., Zholnerovich V.A.</i> Crystallization conditions of copper and lead oxychlorides from thermal solutions of Cheleken peninsula	123
<i>Methods</i>	
<i>Voskoboynikov V.M., Krakovsky B.I.</i> Methods of X-ray study of the subaqueous sediments structure	131
<i>Reviews</i>	
<i>Shlezinger A.Ye.</i> Seismostratigraphy, tectonics and global levels of sedimentation	137

УДК 551.7.022:551.79 (9/0)

Хворова И.В.

**ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИНДОНЕЗИЙСКОЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ.
СООБЩЕНИЕ 2. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ
МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

На основе использования большого литературного материала дана характеристика фациальных комплексов морских отложений, развитых в разных структурно-морфологических зонах Индонезийской геосинклинальной области. Рассмотрены особенности состава и строения комплексов, определяемые характером питающих провинций и физико-географической обстановкой. Показана большая роль гравитационных процессов и донных течений в формировании осадочных толщ.

В первом сообщении [1] приведены сведения об основных чертах геологии Индонезийской геосинклинальной области и дана характеристика основных ее структурно-морфологических элементов. Деструктивные и конструктивные процессы создали здесь сложную мозаику из больших и малых островов, подводных поднятий, глубоководных желобов и морей. Рельеф области крайне неоднородный: обширные довольно плоские пространства сочетаются с чрезвычайно контрастными участками, где отдельные вершины хребтов достигают 3,5–4 км, а дно впадин местами находится на глубине 5–7 км ниже уровня моря. Вся эта система образует как бы широкий (~4000 км) мост между двумя континентами, с двух сторон ограниченный океанами.

Современное и позднекайнозойское осадкообразование определяется сложившимся к этому времени рельефом, составом питающих провинций и вулканизмом; на седиментацию влияет также общая климатическая обстановка. Отложения здесь как наземные, так и морские (мелко- и глубоководные). Первые в статье не рассматриваются, но надо иметь в виду, что в древних складчатых областях наземные фации не являются запрещенными для соответствующей стадии геосинклинального развития.

Морские отложения охватывают большой набор вещественных и генетических типов осадков, образующих характерные ассоциации или фациальные комплексы. Рассмотрим наиболее распространенные из них.

Терригенные приконтинентальные отложения. Они формируются из материала, выносимого с континента реками и перераспределяющегося в мелководной обстановке обычной морской гидродинамикой (волнами и течениями). Современные осадки комплекса представлены в основном зеленоцветными алевритистыми глинами с небольшим количеством песка, но в периоды гляциозвстатических событий песчаные накопления были распространены широко. Отложения комплекса развиты в эпиконтинентальных морях, на придельтовых шельфах и в проливах.

К первым относятся Зондский шельф и Яванское море. Глубины здесь преимущественно небольшие (40–80 м), но у внешнего края шельфа достигают 150–200 м. Рельеф фундамента неровный, с грабенообразными впадинами и поднятиями, характерный для континентальных бордерлендов; структурные неровности,

однако, в значительной степени сглажены осадкообразованием [9]. На поднятиях и у кромки шельфа обнажены реликтовые пески.

Состав терригенного материала определяют две главные питающие провинции [7]. На большей части азиатского шельфа обломочная фракция представлена кварцем, полевыми шпатами, известняками с примесью других минералов, а глинистая — иллитом и хлоритом; вблизи устья р. Меконг появляется много (20%) каолинита. Большое значение в распределении осадков имели вдольбереговые течения южного направления. Другим источником материала была Суматра. Кластика здесь обогащена вулканогенным компонентом (темноцветные минералы, плагиоклазы, обломки пород), а глинистая представлена смектитом, смешанослойными минералами и каолинитом.

В песках почти повсеместно встречаются фораминиферы; на илистом дне заливов обитают тонкостворчатые бивальвии, а на дне открытого шельфа — толстораквинные моллюски. Содержание CaCO_3 в осадках от 0 до 30%; высокие значения тяготеют к средней части шельфа. Часто встречается глауконит.

О строении осадочного чехла в целом дают представление сейсмические профили; на них видна прерывистость отражающих горизонтов, что отличает строение комплекса от турбидитных толщ. На сейсмопрофилях резко выражены также плейстоценовые понижения уровня моря в виде остатков многочисленных речных долин [8].

Вторым местом развития рассматриваемых отложений являются придельтовые участки (дельты-шельфы) некоторых котловинных морей. Такие отложения хорошо изучены в Андаманском море [19]. На севере в него впадает несколько рек, самая крупная из которых р. Иравади — главный поставщик осадочного материала. Она имеет крупную подводную дельту, простирающуюся через весь шельф (ширина от 170 до 300 км), очень полого наклоненный в сторону моря. На шельфе слабо проявлена система каналов, открывающихся в каньон, расположенный на континентальном склоне. Преобладающими осадками дельты и шельфа являются гомогенные почти бескарбонатные алевролитистые глины с незначительной примесью песка; весь приносимый реками песок отлагается на пляже и в приустьевых барах. Вблизи берегов отмечаются редкие и небольшие скопления раковинного детрита; очевидно, обильное поступление осадка препятствовало развитию фауны. Скорость седиментации на шельфе оценивается в 200 см/тыс. лет (первый уровень лавинной седиментации). На внешней части шельфа глинистые осадки резко сменяются довольно грубыми полевошпат-кварцевыми реликтовыми песками с раковинным детритом (до 30%).

Таким образом, тонкие, существенно глинистые слабо- или бескарбонатные зеленоцветные осадки характерны для приконтинентальных участков котловинных (окраинных) морей, а также обширных шельфовых бассейнов (Зондский шельф).

Особой разновидностью рассматриваемых отложений являются отложения мелководных проливов. Примером служит Малаккский пролив, соединяющий Зондский шельф и Андаманское море [14]. Ширина пролива на востоке составляет 64 км (здесь в нем много островов), а на северо-западе — приблизительно 260 км, глубины в среднем 27–37 м. Вдоль пролива проходит течение, скорость которого составляет 55–103 см/с, а в узких межостровных "протоках" — 180 см/с. Течение в значительной мере определяет микрорельеф дна и распределение современных осадков, выносимых разными реками с Суматры и Малаккского полуострова. На участках быстрого течения дно осложнено поперечными песчаными валами высотой от 4,5 до 15 м и длиной от 240 до 900 м; другие участки покрыты небольшими знаками ряби ($h = 3-4$ см), ориентированными параллельно проливу. Характерно неравномерное распределение осадков. В целом преобладают зеленовато-серые и оливковые глинистые мелкозернистые пески и песчаные глины, но в осевой части на значительных площадях развиты гравийные пески с битой ракушей, отмытые от тонких фракций. Содержание CaCO_3 , как

правило, низкое (0–17%), лишь в отдельных случаях достигает 70%. Карбонатный материал представлен раковинами моллюсков и фораминифер. Состав терригенной обломочной фракции несколько меняется от места к месту в зависимости от речного выноса. В целом доминирует кварц, ортоклаз обычно преобладает над плагиоклазами, хотя местами наблюдается их обратное соотношение; иногда много (до 25%) вулканического стекла и биотита.

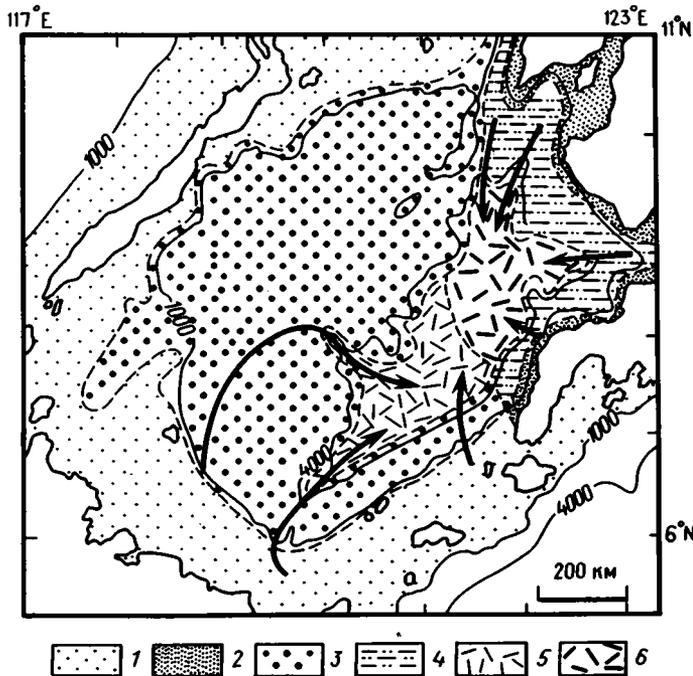
Глинистая фракция полиминеральна и представлена каолинитом, монтмориллонитом, смешанослойными минералами и иллитом; хлорита мало. Каолинит особенно обилен вдоль побережья Суматры, что связано с широким развитием латеритных кор выветривания. Обилен глауконит, содержание которого меняется от следов до 80%; часто отмечается пирит.

Современные глинисто-песчаные осадки залегают на твердых серых алевритических глинах с обильным растительным детритом и редкими находками глауконита и раковинного материала; местами встречены остатки торфяников. Считают, что такие отложения относятся к позднему плейстоцену, когда на месте Малаккского пролива существовала заболоченная приливная равнина [14].

Терригенно-карбонатные и карбонатные мелководно-морские отложения. Они представлены двумя фаціальными типами.

К первому относятся слоистые органогенные известняки, иногда с примесью терригенного и вулканотерригенного материала. Известняки образованы скелетными остатками разнообразных морских беспозвоночных (бентос) и водорослей, чаще в виде детрита, нередко окатанного (скелетные пески). Грубые разности чередуются с более мелкообломочными, что определяется гидродинамической рассортировкой осадка. Такие отложения характерны для широких приостровных шельфов, куда не поступает речная взвесь (в заметных количествах). К ним относятся, например, многие шельфы моря Сулу (фиг. 1), в пределах которых осадки местами почти целиком состоят из скелетных фрагментов. Здесь были проведены литологические исследования по профилю от шельфа в глубокую часть моря. На шельфе содержание карбонатной песчаной фракции составляет 90–100% осадка, а на глубине 760 м – уже только 10% (ниже 2 км эта фракция возрастает до 28% за счет планктонных фораминифер). В том же направлении меняется и состав раковинного материала. Бентосные фораминиферы на шельфе образуют около 10% осадка, а в глубоководных илах – 2%; другие остатки (водоросли, моллюски, иглокожие, мшанки) на шельфе являются главным осадкообразующим компонентом (> 60%), а на глубине 1200 м их менее 7%. Наоборот, планктонные фораминиферы составляют на шельфе < 10%, на глубине 760 м – 70%, 1500 м – 97%. На шельфе постоянно, но в небольшом количестве присутствуют кремневые губки, незначительно содержание диатомовых водорослей и практически нет радиолярий; встречаются глауконит, а местами среди скелетных песков и гравия – кораллово-водорослевые биогермы и участки твердого грунта, "очищенного" от осадка волнами и течениями.

Второй тип представлен рифами, широко распространенными в Индонезии. Среди рифов преобладают окаймляющие и атоллы; многие имеют лагуны с манграмми. Основные рифостроители – кораллы и водоросли (преобладают литотамнии); здесь же обитают разнообразные морские беспозвоночные (рифоллюбы), остатки которых, обычно в виде детрита, становятся существенным осадкообразующим компонентом. Необычные по составу биогермные постройки высотой до 50 м обнаружены в Яванском море на карбонатной "платформе" (К-банка) [18]. Они образованы водорослями *Halimeda*, и их строение хорошо вырисовывается на сейсмопрофилях; отдельные биогермные тела сливаются, слагая хребты и холмистые поверхности по краям банки. Здесь характерно отсутствие кораллов и необычно большая для халимед скорость образования биогермов (до 590 см/1000 лет). Это объясняется расположением банки близ Макаassarского пролива, в котором термоклин находится на глубине всего лишь 50–100 м и отсюда холодные придонные воды (15 °С на глубине 150 м) поступают к банке,



Фиг. 1. Схема распределения основных типов осадков и постулируемые пути распространения турбидитных потоков в море Сулу [10]

1 – известняковые песок и гравий или твердое дно; 2 – глинистый песок, гравий; 3 – известковые алевриты и илы; 4 – глинистые слабо сортированные осадки (с алевритом); 5, 6 – турбидиты (5 – обычные известковые разности, 6 – известковые разности редки). Стрелками показано направление турбидитных потоков

создавая местный апвеллинг, стимулирующий высокую продуктивность халимед; очевидно, температурным режимом объясняется и отсутствие кораллов.

Склоны рифов часто крутые, даже нависающие, что способствует образованию грубообломочного материала. На рифовых плато формируются скелетные пески, нередко образующие отмели, небольшие аккумулятивные острова и валы, опоясывающие лагуну; периферия рифов окаймлена известняковыми галечниками и щебенкой.

Одна из особенностей рифов – очень ранняя литификация многих осадков, связанная с растворением и переосаждением карбоната кальция; в результате может возникнуть твердая перекристаллизованная порода, в которой первичная органогенная структура исчезла; такие процессы особенно проявляются в пляжевых и литоральных песках.

Основанием рифовых комплексов служат потухшие и действующие вулканы островодужных архипелагов, а также структурные поднятия как в области Зондского шельфа и Яванского моря, так и в пределах погруженных мини-континентов (Спартли, Сиша и др.). Некоторые рифы имеют мощность более 550 м [16].

Намного разнообразней и сложнее по условиям образования являются отложения, связанные с активной островодужной частью Индонезии. Среди них можно выделить следующие.

Глыбовые микститы. Они представлены двумя генетическими типами: гравитационными накоплениями и продуктами грязевулканической деятельности.

Первые включают образования подводных оползней (олисторомы) и пастообразных потоков (дебриты). Они состоят из хаотично расположенных крупных обломков (до глыб и крупных блоков), заключенных в относительно мелко-

обломочной рыхлой массе (от гравийно-песчаной до алевроито-глинистой, иногда с пеплом). Крупные обломки попадали в осадок как в виде твердых пород, так и слаболитифицированных; разрушение последних во время оползания в значительной мере формировало связующую массу. В составе кластики большую, а иногда и исключительную роль играют терригенные породы: массивные песчаники, песчано-глинистые отторженцы, реже конгломераты и аргиллиты. Меньше обломков кремней, мергелей, известняков. Часто, но не повсеместно встречаются офиолиты, базальты и метаморфиты. Мощность микститов большая (100–200 м); залегают они обычно на дислоцированных терригенных породах, слагающих внутренний склон желобов и его подножие. Наблюдался переход микститов в турбидитные веера [12]. Гравитационные оползания такого масштаба происходили спазматично на протяжении длительного отрезка времени (для дуги Банда, начиная с эоцена) и связаны с тектоническим сжатием и надвигообразованием.

Кроме микститов, несомненно оползневого происхождения, в той же структурной позиции, широко распространены близкие по облику образования, но сильно тектонизированные, более мощные, а иногда и более полимиктовые. Их возникновение часто связывают исключительно с тектоническими процессами и рассматривают как своеобразную тектоническую брекчию – меланж. По поводу генетической интерпретации микститов существуют разногласия. Одни и те же отложения трактуют либо как олистострому [10], либо как меланж [11]. По-видимому, меланж в ряде случаев может представлять собой тектонизированную олистострому или сложную тектоническую смесь, включающую вместе с другими породами и осадками олистостромовый материал. Несомненно, что как гравитационно-оползневые, так и тектонические процессы в индонезийской области имели большое значение, и созданные ими глыбовые микститы распространены очень широко, встречаясь как среди молодых отложений, так и в разрезах палеогена и мела.

Отложения оползней и пастообразных потоков присутствуют не только в желобах. Локально они образуют крупные шлейфы в котловинных морях на континентальном склоне и у его подножия. Такие накопления площадью до 4500 км² выявлены акустическим методом в Южно-Китайском море [8]. Они ограничены в головной части крутой поверхностью отрыва и в них отмечаются перемещенные блоки стратифицированных отложений. Немногочисленные колонковые пробы, взятые в пределах одного из оползней, состояли из серой глины с линзами песка и алевроита, а также с обрывками и валунами светло-серой глины. Оползневые горизонты иногда покрыты чехлом стратифицированных осадков, а иногда являются современным образованием.

Небольшие оползневые шлейфы, площадью в несколько квадратных километров, обнаружены локально у подножия подводных гор в том же море. Скорее их надо классифицировать не как олистостромы, а как обвальные накопления (подводный коллювий).

Второй тип микститов связан с грязевулканической деятельностью и глиняным диапиризмом. Глиняные диапиры хорошо устанавливаются сейсмоакустическим методом; на поверхности они венчаются грязевыми вулканами. Главным местом развития их являются внутренние склоны желобов и внешние островодужные поднятия, где тектоноседиментационные "разрезы" (аккреционные призмы) приобретают большую мощность. Диапиры могут прорывать пологозалегающие стратифицированные толщи в несколько километров, а их "апофизы" внедряться между пластовыми отдельностями и поверхностями надвигов [5]. Грязевые вулканы и диапиры часто располагаются линейно, трассируя зоны сдвигов.

На некоторых островах фронтальной дуги Банда известны современные активные вулканы [5, 11]. Продукты их деятельности ("сопочные брекчи") образуют группы холмов (высота 4–5 м), иногда создающие хребты высотой 200–300 м

и размером (1–2,5) × (5–18) км [6]. На вершинах и склонах холмов наблюдаются депрессии (“котлы”), дно которых покрыто серой глиной, иногда с нефтяными пятнами и пробулькивающими пузырьками газа (метан?). Отложения вулканов, как и диапировые тела, состоят из неоднородной “лоскутной” и чешуйчатой глин иногда разных оттенков (матрикс) и заключенных в них несоприкасающихся неправильной формы обломков (некоторые похожи на будины) размером от 1 см до первых метров. Состав обломков от места к месту меняется. Обычно среди них встречаются турбидитные песчаники, косослоистые вулканокластиты, черные сланцы, красные железистые глины и мергели, рифогенные известняки; возраст пород (как и состав) соответствует стратиграфическим единицам, пересекаемым диапиром, причем такие единицы повторяются в разрезе многократно (надвиговые комплексы). На о-ве Тимор обломочный материал микститов представлен пермскими, триасовыми, плиоцен-плейстоценовыми породами и голоценовыми рифовыми известняками. Кроме местных обломков встречаются и экзотические (серпентиниты, метаморфиты); считают, что они происходят из нижних горизонтов (пластин), не вскрытых ни в обнажениях, ни скважинами [5].

Проявление диапиризма и грязевого вулканизма, очевидно, связано с элизионными процессами. Однако в рассматриваемом случае они реализуются не в обычном элизионном осадочно-породном бассейне с быстрым осадконакоплением [2], а в зонах, где основная нагрузка создается мощным надвиговым комплексом и где широко проявляются тектонические (сжатие) и сейсмические явления. Как всегда, процесс начинается с дегидратации и минерального преобразования глин¹, приводящего к выделению большого количества воды; это повышает поровое давление. Присутствие газовой фазы углеводородов усиливает его. Возникающий градиент давлений способствует перемещению глинистого материала. Наиболее сильно процесс развивается в зонах разломов, где резко возрастает проницаемость. Наблюдения на Тиморе показали, что в зонах сдвигов диапиры “обогащаются” местной тектонической кластикой.

Диапиры и грязевые вулканы поставляют в зону седиментации осадочный материал, иногда в больших количествах. В результате эрозии и абразии на островах он “отмывается” от глины, а остаточная крупная фракция перемывается и создает валунно-галечные накопления (аллювиальные, пляжевые); среди них можно встретить и обломки экзотических пород.

Микститы второго типа внешне похожи на олистостромы, и поэтому одни и те же отложения некоторые авторы [4] относят к олистостромам [4], другие [5] – к грязевулканическим брекчиям и диапирам. Так как последние хорошо документированы и отрицать их присутствие нельзя, то их строение объясняют первично-олистостромовой природой.

В целом очевидно, что в Индонезии широко распространены оба типа микститов.

Флишеподобные песчано-глинистые комплексы. Это ритмичное переслаивание песков, алевролитов и глин или мергелей, представляющее собой турбидитно-гемипелагический фациальный комплекс². Основная информация об отложениях получена на основе высокочастотного сейсмопрофилирования, что лимитирует их литологическую характеристику. Однако проведенные специальные исследования по корреляции акустических данных и состава отложений позволяют достаточно уверенно выделять в верхней части осадочного чехла ряд фациальных комплексов (сейсмофаций), в том числе турбидитных. В отличие от упоминавшихся выше сейсмопрофилей на шельфах турбидитные профили характеризуются

¹ Как и в элизионных бассейнах, глинистый материал испытывает гидрослюзизацию; на Тиморе глины диапиров и грязевых вулканов представлены смешанослойной фазой (иллита 80%, смектита 20%), чистый смектит отсутствует.

² Для краткости будем определять такие комплексы как турбидитные.

резкими и протяженными отражающими горизонтами. Дополнительные сведения об осадках получены с помощью грунтовых трубок.

Турбидитные толщи в рассматриваемой области развиты в глубоководных желобах, склоновых депрессиях, фронтальных котловинах и в краевых морях.

В желобах турбидитная седиментация осуществляется преимущественно продольным транспортом, хотя определенную роль играют и поперечные потоки. В крупных желобах источники питания и количество поступающей кластики могут меняться вдоль структуры, влияя на состав и мощность осадков. Хорошим примером является Яванский желоб. В его северо-западную часть поступает большой объем терригенного материала из Бенгальского залива, образуя "продольный турбидитный клин", мощность которого уменьшается к востоку. Ширина клина в проксимальной части составляет приблизительно 30 км, а близ восточного окончания Суматры — менее 5 км. С удалением от источника питания уменьшается мощность отложений и в их составе все большее значение приобретает гемипелагический компонент. Состав кластики в турбидитах полимиктовый, но преобладают кварц, полевые шпаты и слюды (сиалический материал). Обращает на себя внимание отсутствие заметного содержания продуктов размыва соседних горных сооружений (острова Суматра, Ява), что связано с депрессиями — ловушками на дугово-трещиновом переходе.

В отложениях отмечаются [3] градационная и слоеватая текстуры (горизонтальная и косая), конволютность, неровные контакты в основании более грубых прослоев, алевропелитовые "комки"; все это признаки, характерные для турбидитов; отдельные турбидитные единицы превышают 2,5 м. Межтурбидитные осадки представлены серо-зелеными алевропелитами (гемипелагиты)³.

Кроме продольной транспортировки "чуждого" (бенгальского) обломочного материала установлено дополнительное поступление кластики из нижней части внутреннего склона желоба [13]. При этом в нем появляются небольшие веера, образующие на дне пологие холмы.

Во фронтальных котловинах и депрессиях на внутренних склонах желобов мощность турбидитных толщ разная, иногда очень большая. В трогообразных депрессиях, как и в желобах, преобладает продольный разнос материала. В центральной части структур осадки залегают горизонтально; они прилегают к ограничивающим поднятиям или переходят в оползневые накопления у подножия склонов.

В тыловых и окраинных котловинных морях (Сула, Сулавеси, Южно-Китайское) турбидитно-гемипелагические комплексы местами составляют значительную часть осадочного чехла. Они представлены серыми и зелено-серыми глинами, чередующимися с песками, чаще мелко- и среднезернистыми, хотя локально присутствуют и крупнозернистые; последние шире распространены в плейстоцене. Толщина песчаных слоев в среднем составляет 5–10 см, но встречаются как более тонкие (< 1 см), так и мощные (до 3 м) слои. В песчаниках наблюдается градационное строение, а иногда отложения включают все интервалы турбидитной модели.

В море Сулу голоценовые турбидиты прослежены приблизительно до глубины 5 км (абиссальные турбидиты). Здесь в разрезах четко выражена флишеподобная ритмичность. В основании ритмов развит мелкозернистый песок или крупный алеврит, выше слоеватая алевритистая глина (алевропелит), которая сменяется однородным глинистым (мергельным) илом. Толщина ритмов в среднем составляет 7 см, а пределы изменения колеблются от 2 см до 1 м (верхняя часть некоторых ритмов смыта).

Выявлено два типа ритмов [10]: более карбонатный и слабокарбонатный. В первом типе нижняя часть состоит преимущественно из биокластического карбо-

³ В некоторых турбидитных толщах присутствуют осадки донных течений, и такие комплексы следует определять как турбидитно-контуритно-гемипелагические.

натного материала, причем преобладает детрит мелководных форм, а верхняя представляет собой смесь кокколитового и глинистого ила; более грубый осадок слагает до 60% разреза. Во втором типе отложения менее грубые; в нижней части ритмов залегают карбонатно-терригенные алевропелиты, слагающие до 20% разреза, а в верхней — слабо- или бескарбонатные глины. Такие отличия обусловлены разным характером шельфа, с которого поступал материал. В первом случае это были широкие шельфы, богато заселенные разнообразными морскими беспозвоночными, во втором — узкие илистые шельфы (см. фиг. 1).

В Южно-Китайском море в районе развития турбидитов обнаружены крупные поля (25 тыс. км²) мигрирующих осадочных волн ("подводных дюн"); одни исследователи связывают их с турбидной седиментацией, другие — с донными течениями (контуриты). Во всяком случае, они развиты в местах формирования отложений, существенной частью которых являются турбидиты.

Таким образом, толщи стратифицированных терригенных и карбонатно-терригенных отложений в депрессиях сложной системы Индонезийского архипелага представлены турбидитами, контуритами и гемипелагическими илами, находящимися в латеральных и временных сочетаниях (чередование в разрезах).

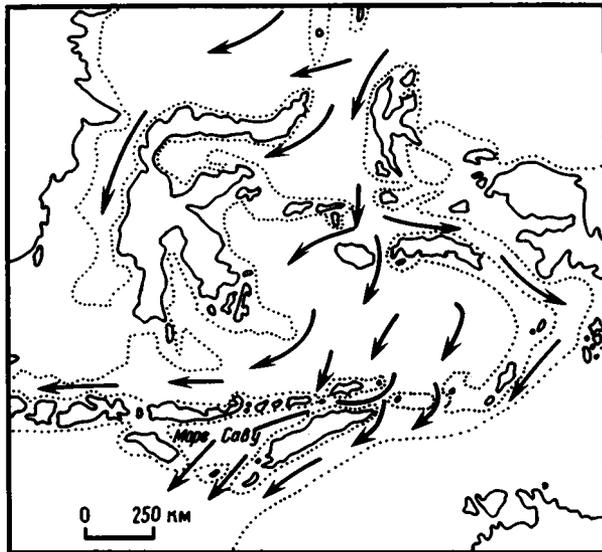
Для отложений в целом характерна кластика разного состава. Часто она полимиктовая, включающая как мафический, так и сиалический материал, причем роль последнего велика и нередко преобладающая. Это отражается и на тонких осадках, мелких алевритах и глинах, обогащенных слюдой. Обилие сиалической кластики определяется не только ее поступлением с Азиатского континента, но и особенностями внутренних питающих провинций (малые континенты, фундамент крупных магматических дуг).

Существуют толщи, где существенным или главным компонентом является вулканитовая кластика, иногда с примесью раковинного детрита (мелководного происхождения). Вулканитовые и вулканито-биокластические пески тяготеют к островным дугам, в которых отсутствует (или не выходит в зону размыва) складчатое основание. Примером могут служить острова архипелагов Сулу и Сангихе [10, 15]. Здесь пески формируются в довольно глубоких межостровных депрессиях. Так, в проливе между двумя вулканическими островами дуги Сингихе (на глубине ~1000 м) развиты темно-оливковые и черные вулканитовые пески с примесью фораминифер, раковинного детрита и спикул губок. На склоне депрессии обнаружен питающий каньон с приустьевым веером, что позволило отнести пески к турбидитам [15]. Очевидно, осадок, вынесенный турбидитным потоком с островного шельфа, в проливе был переотложен донным течением.

Мощность стратифицированных толщ, включающих турбидиты, меняется в больших пределах: от десятков метров до 2—4 км. В море Сулу для пелагических осадков средняя скорость седиментации оценивается в 9—16 см/1000 лет, но она возрастает до 100 см/1000 лет там, где накапливаются турбидиты [10].

Слоистые песчано-алевритоглинистые комплексы. Эти отложения по набору осадков близки к рассмотренным выше, но отличаются структурно-текстурной характеристикой. В их формировании первостепенное значение принадлежало донным течениям. Обычно они связаны с батимальными глубинами, и в строении комплексов принимают участие как "нормальные", так и переотложенные гемипелагические илы. Такие комплексы будем определять как контуритно-гемипелагитовые. В индонезийской области они, вероятно, широко распространены, но внимание им уделялось меньше, чем турбидитам. Для понимания условий образования контуритов исключительное значение имеют подробно изученные четвертичные отложения южной части моря Саву (фиг. 2).

Море находится между о-вом Флорес, хр. Саву-Тимор и о-вом Сумба. Оно состоит из двух котловин, разделенных субширотным подводным поднятием (глубина ~ 1000 м), которое служит барьером, затрудняющим широкое проникновение глубоких тихоокеанских вод в Индийский океан. На поднятии раз-



Фиг. 2. Схема циркуляции глубокой (1000–1500 м) воды в восточной части Индонезийского архипелага [17]. Точечный пунктир – изобата 1000 м

виты фораминиферовые пески, почти полностью отмытые от тонкой фракции; содержание в них CaCO_3 составляет 83%; местами много птероподового и гастроподового детрита; присутствует вулканокластика. Сейсмопрофилированием установлены поля мигрирующих (?) осадочных волн. Юго-западные течения "выпахали" в поднятии "проход", размыв при этом до 1 км осадков. Продукты размыва поступали в южную котловину, сформировав здесь мощную (700–1000 м) стратифицированную контуритную толщу [17], состоящую из оливковых и оливково-серых глин и глинисто-фораминиферовых осадков с редкими прослоями хорошо сортированных кварцево-полевошпатовых алевритов. Прослой имеют резкие подошву и кровлю, что характерно для контуритов. Структурно-текстурные особенности осадков, следы глубокого размыва в пределах хребта и перетолжение материала в котловине указывают на большую роль донных течений в формировании комплекса⁴. Площадь его развития оценивается примерно в 4 тыс. км².

Приведенный пример имеет существенное значение для понимания некоторых особенностей седиментации в индонезийской области вообще. Сложная система сообщающихся депрессий между мозаикой поднятий благоприятна для возникновения течений как поверхностных, так и глубинных. Установлено, что водная масса промежуточного слоя (глубина 1000–1200 м) перемещается из западной части Тихого океана в Индийский (см. фиг. 2). В относительно узких "проходах" течения приобретают большую скорость и способны размывать и перемещать значительные объемы осадков. Местами такие течения полностью удаляют осадочный покров, обнажая базальтовый фундамент. Это наблюдалось, например, на глубине 1000 м, между двумя вулканическими поднятиями хр. Сангихе [15].

Твердый грунт с небольшим прерывистым чехлом рыхлых осадков обнаружен в системе проливов Балабак (между островами Калимантаном и Палаваном). Осадки здесь представлены либо оливково-серыми известковыми алевритами, либо грубыми песками с фораминиферами и раковинным детритом. Местами обнаружены знаки ряби.

⁴ Такие течения отличны от контурных течений открытого океана, и термин "контурит" применяется условно.

Терригенно-биогенные гемипелагические отложения. К гемипелагическим принято относить планктоногенные осадки с примесью тонкого терригенного материала (глина, алевроит); количество последнего значительно, но < 50%. Для гемипелагитов характерны зеленовато-серые цвета, указывающие на восстановительные условия диагенеза. Ф. Кюнел писал [16], что, грубо говоря, гемипелагические илы эквивалентны батиальным осадкам; это не вполне точно, но здесь справедливо подчеркивается их отличие от окисленных абиссальных илов. Гемипелагические осадки — существенная часть многих турбидитных комплексов, но они образуют и самостоятельные накопления, покрывая обширные площади в глубоких частях котловинных морей, на их склонах, а иногда и в желобах. Состав и структура осадков меняются как в разрезе, так и на площади, хотя общий характер сохраняется. Главные отличия разных представителей гемипелагитов: неодинаковая известковистость и гранулометрия (содержание алевроита), и в этом отношении они занимают промежуточное положение между пелагическими и терригенными отложениями.

Изучение поверхностных осадков в море Сулу по профилю от палаванского шельфа до абиссали показало [10], что ниже 500 м главной гранулометрической фракцией является алевроитовая (в среднем 63–66%), в значительной мере образованная биогенным материалом; пелит составляет < 35%. Содержание CaCO_3 в интервале глубин от 760 до 2362 м довольно постоянно (64,5 и 52,2% соответственно). На состав осадков влияет характер соседнего шельфа. В том же море, но рядом с узким, "малокарбонатным" шельфом на глубинах 200–1000 м CaCO_3 содержится всего лишь 13–23%, и, строго говоря, это уже не гемипелагические, а терригенные илы. Однако они составляют с гемипелагитами единый покров и, очевидно, их можно отнести к одной группе.

В сравнительно небольших морях, таких, как Сулу и Сулавеси, сообщение с открытым океаном ограничено неглубокими (200–400 м) проливами, и придонные воды котловин обеднены кислородом (для моря Сулавеси содержание кислорода составляет 1,7–2,3 см³/л [16]). Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностных осадках (море Сулу) имеет следующие значения: на шельфе < 0,2%, на глубинах до 760 м 1,82–2,35%, далее оно постепенно снижается, достигая на глубине 2400 м 0,5%, а затем на глубинах 4800–4900 м возрастает до 0,84%, что объясняется, по-видимому, локальным уменьшением скорости седиментации. В целом содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках выше, чем в океанских, но ниже, чем в зонах апвеллинга [10]. Цвета осадков, за исключением верхней окисленной пленки, определяют степень восстановленности илов и меняются от светло-серых до серых и зелено-серых. Широко развиты биотурбации, особенно обильные до глубины 3000 м, где ими почти целиком уничтожена слоистость; в интервале глубин 3000–4800 м они менее интенсивны, а глубже практически исчезают, и осадки имеют слоистую текстуру.

Биогенные (планктоногенные) известковые пелагические отложения. Как известно, к пелагическим образованиям (пелагитам) относятся три типа отложений: известковые, кремнистые илы и "красные абиссальные глины". Последние два типа не имеют в Индонезии сколько-нибудь заметного распространения, а известковые илы тесно связаны с гемипелагическими, слагая единые толщи. Основной компонент их — нанофоссилии, образующие от 35 до 60% осадка; существенной примесью являются раковинки планктонных фораминифер разной сохранности (в зависимости от положения осадка по отношению к фораминиферовому лизоклину) и радиолярии (от 5 до 20%); глинистая примесь составляет от 10 до 20%. Фораминиферы иногда слагают самостоятельные прослойки, почти отмытые от пелита и представляющие собой фораминиферовые контуристы. В незначительном количестве встречаются терригенный алевроит, вулканокластика, спикулы губок, остатки диатомей и растительный детрит [20]. Цвета осадков серо-оливковые разных оттенков; присутствует пирит.

Пелагические осадки слагают четвертичный разрез в Тиморском трого

**Главные фациальные комплексы морских отложений Индонезийского архипелага
(поздний кайнозой – голоцен)**

Зоны	Отложения (породные ассоциации)	Фациальные комплексы и механизм их формирования	Основные ландшафты
Мелководная обстановка	Глинисто-алевроитовые слабокарбонатные с линзами, прослоями и пачками песков	Терригенный мелководный с дельтовой, литоральной и неритовой фациями; разнос волнами и течениями речного материала; оседание взвеси	Приконтинентальные шельфы
	Известняки раковинные, детритовые, скелетные пески; возможна примесь терригенного материала	Биогенный (бентосный) известняковый с литоральной и неритовой фациями; осадочный компонент – скелетные остатки, частично переработанные волновой гидродинамикой и течениями	Приостровные, реже приконтинентальные шельфы
	Известняки органогенные, первично-каркасные и обломочные	Рифовый с фациями: кораллово-водорослевых построек, брекчий (рифовый таллус), калькаренитовых отмелей и лагун	Вулканические и структурные поднятия, края шельфов, опустившиеся мини-континенты
Зоны контрастного рельефа	Глыбово-алевропелитовые микститы с пачками песчаников и гравелитов	Подводных гравитационных и тектоногравитационных оползней (олистоостромые) и пастообразных потоков (дебритов) с подчиненными проксимальными турбидитами	Внутренние склоны желобов; реже склоны котловинных морей
	Глыбово-глинистые микститы Ритмичное чередование песчаников, алевролитов, пелитов (глины, мергели, известняки)	Грязевых вулканов и глиняных диапиров; тектоноэлизионные процессы Турбидитно-гемипелагитовый (разности: терригенная, вулканотерригенная, известняковая); фации проксимальные, дистальные; гравитационные потоки вещества; оседание взвеси из поверхностных слоев бассейна	Островодужные системы (аккреационные комплексы) Желоба, трог, котловины (фронтальнодуговые, окраинных морей)
Глубоководная обстановка	Песчано-алевроитово-пелитовые (глины, мергели, известняки) Глинисто-известковые илы (мергели) – зелено- и сероцветные	Контуритно-гемипелагитовый; донные течения Гемипелагитовый терригенно-биогенный (планктоногенный); могут быть пеплы; оседание из взвеси	Желоба, трог, котловины, межостровные проливы Склоны и депрессионные зоны морей
	Тонкие фораминиферово-кокколитовые илы (известняки) – светло-серые, белые	Пелагитовый биогенный (планктоногенный); оседание из взвеси	Центральные части морей

(скв. 262) и вместе с гемипелагитами присутствуют в глубокой части котловинных морей.

Основные данные о главных фациальных комплексах морских отложений индонезийской геосинклинальной области сведены в таблицу.

Главный осадкообразующий материал здесь терригенный – обломочный и глинистый. Первый представлен как мафической, так и сиалической кластической, причем последняя широко распространена и нередко преобладает. Это

определяется тем, что ее источником были не только материк и малые континенты, но и крупные островные дуги, в фундаменте которых присутствовали метаморфические породы и гранитоиды.

Большая роль принадлежит и вулканотерригенной кластике; в определенных структурных зонах, например во фронтальных котловинах, она преобладает или даже целиком слагает обломочную фракцию. Вместе с тем обращает на себя внимание отсутствие (или незначительное развитие) среди морских разрезов мощных собственно вулканокластических накоплений (туфов), которые являясь существенной частью многих геосинклинальных формаций в складчатых поясах континентов, и присутствуют в островодужных системах северо-западной периферии Тихого океана. В Индонезии тефровые накопления сосредоточены в основном в наземных комплексах. Очевидно, это определяется особым типом островных дуг, связанных с крупными участками суши (острова Суматра, Ява) и представляющих собой разновидность окраинно-континентальных вулканических поясов. Мелкая (пепловая) часть вулканокластики, поступающая при эксплозиях в атмосферу, рассеивается среди морских осадков и в том или ином (но обычно резко подчиненном) количестве присутствует почти во всех типах отложений.

Существенной составляющей осадков является биогенный известковый материал. Расположение области в тропической зоне и сложный подводный рельеф сказались на составе биоса. Кроме планктонных форм здесь большое значение имеют разнообразные бентосные беспозвоночные и известковые водоросли, в том числе рифостроящие. Хотя известковые осадки в объемном отношении уступают терригенным, они придают особый облик осадочным образованиям в целом.

Вместе с тем бросается в глаза отсутствие сколько-нибудь заметных накоплений кремнезема (нет кремнистых комплексов). Не встречены и, если развиты, то незначительно, эпелагические "красные глины". Основная масса тонких глубоководных илов относится к категории восстановленных.

С точки зрения механизма седиментации большое значение принадлежит гравититам, причем это не только турбидиты (*s. lato*), но и грубые хаотические накопления пастообразных потоков и оползней (тектоногравитационные и гравитационные олистостромы). С ними пространственно ассоциируют меланжи, и хотя последние относятся не к седиментационным, а к тектоническим образованиям, сама по себе подобная ассоциация не случайна и определяется особенностями тектонического развития области.

Ландшафтно-батиметрические обстановки (где тем или иным способом отлагается разный по происхождению материал) можно свести к трем главным категориям: мелководные области, тектонически нестабильные зоны контрастного рельефа и глубоководные бассейны.

К первым принадлежат эпиконтинентальные моря (например, Малайское и Яванское), обширные шельфы (Восточно-Андаманский, Палаванский), внутрибассейновые поднятия (Спратли). В зависимости от питания осадочным материалом в мелководных условиях формируются либо слабокарбонатные терригенные отложения, обычно глинисто-алевритовые, либо известняковые органогенные — обломочные и биогермные (см. таблицу).

Ко второй категории относятся главным образом дугово-трэнчевые переходы, включающие фронтальные котловины, внешние дуги и желоба. Это "царство" разнообразных гравититов: турбидитов, дебритов и олистостром; здесь же концентрируются и грязевые вулканы. Близкие по механизму образования отложения (турбидиты, оползневые накопления) возникают и на склонах тыловых котловинных морей (см. таблицу), особенно там, где такие склоны отложены тектоническими уступами (террасами).

Наконец, третья категория охватывает глубоководные части архипелага — котловинные моря и трюги. Здесь господствуют гемипелагические и пелагические

илы (оседание биогенной и тонкой терригенной взвеси); такая спокойная "фоновая" седиментация местами осложняется донными течениями, а временами область ее развития достигают мелкие пески и алевриты дистальных турбидитов (см. таблицу).

Каждый из фациальных комплексов представляет собой закономерное сочетание осадков, разных по механизму образования, иначе говоря, это парагенетические ассоциации определенных генетических типов отложений. Сходные по механизму образования комплексы в разных случаях отличаются происхождением осадкообразующего материала; мы видели, что обломочный материал турбидитов может быть терригенным сиалическим, вулканитовым, органогенным и смешанным; по-видимому, отложения разного состава, но сходные по условиям формирования следует относить к разновидностям одного типа комплекса.

Приведенные выше комплексы в большинстве случаев в седиментационно-генетическом отношении связаны постепенными переходами и, как было показано при анализе фактического материала, не всегда поддаются точному разграничению. Однако они образуют закономерные ряды, что отражается и в их латеральных взаимопереходах.

Если исключить окраинно-континентальные территории, которые не относятся к геосинклинальной области, но глубоко внедряются в нее (Яванское море) и играют большую роль в питании геосинклинали осадочным материалом, то мелководные отложения даже в Индонезийском архипелаге имеют второстепенное значение (хотя их, наверное, больше, чем в большинстве других систем). Главными по "выразительности" и объему являются отложения вулканических дуг (*s. lato*). Это не просто зоны контрастного рельефа и гравититовых накоплений, но и интенсивной коллизионной тектоники, сопровождаемой также обдукционными и субдукционными процессами. Все это может быть связано с определенным (относительно поздним) этапом развития геосинклинали, но может зависеть также от региональных геодинамических особенностей: столкновения не океанской и континентальной плит, а коллизии двух континентов (Азиатского с активной окраиной и Австралийского — с пассивной).

Для индонезийской области характерно довольно большое число депрессионных бассейнов с океанической корой, но относительно малых размеров. Это привело к их некоторой изолированности, что сказалось на облике осадков.

Вероятно, среди геосинклинальных областей прошлого были близкие к индонезийскому образцу и, наверное, к ним относятся геосинклинали с мозаичным строением. Надо полагать, что мы не встретим среди них (особенно это относится к палеозою) точных аналогов фациальных комплексов, рассмотренных выше, так как эволюция биосферы, а возможно, и гидросферы скажется на седиментации; во всяком случае, это относится к пелагическим фациям. Однако можно надеяться, что общий характер отложений и их распределение будут близкими.

Список литературы

1. Хворова И.В. Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 100—111.
2. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 149 с.
3. Anikouchine W.A., Ling H.Y. Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region // Marine Geol. 1967. V. 5. № 2. P. 141—154.
4. Audley-Charles M.G. A miocene gravity slide deposits from eastern Timor. // Geol. Mag. 1965. V. 102. № 2. P. 267—276.
5. Barber A.J., Tjokrosoetro S., Charlton T.R. Mud Volcanoes, Wrench Faults, and Melanges in Accretionary Complexes, Eastern Indonesia // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. V. 70. № 11. P. 2038—2043.
6. Breen N., Silver E.A., Hussong D.M. Structural styles of an accretionary wedge south of the

- island of Sumba, Indonesia, revealed by MARC II side scan sonar // *Bull. Geol. Soc. America*. 1986. V. 97. № 10. P. 1250–1261.
7. *Chen P.Y.* Minerals in bottom sediments of the South China Sea // *Bull. Geol. Soc. America*. 1978. V. 89. № 2. P. 212–222.
 8. *Damuth J.E.* Quaternary sedimentation Processes in the South China Basin as revealed by Echo – Character mapping and piston-core studies // *The tectonic and geologic evolution of south-east Asian seas and islands*. 1980. P. 105–126.
 9. *Emery K.O., Nino H.* Sediments of the Gulf of Thailand and adjacent Continental shelf // *Bull. Geol. Soc. America*. 1963. V. 74. № 5. P. 541–554.
 10. *Exon N.F., Haake F.W., Hartman M. e.a.* Morphology, water characteristics and sedimentation in the silled Sulu Sea, Southcoast Asia // *Marine Geol.* 1981. № 3/4. P. 165–195.
 11. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region // *Geol. Surv. Prof. Papers*. 1979. № 1078. 345 p.
 12. *Karig D.E., Moore G.E., Curray J.R. e.a.* Morphology and shallow structure of the lower trench slope of Nias Island, Sunda arc // *The tectonic and geologic evolution of south-east Asian seas and islands*. 1980. P. 179–208.
 13. *Katili J.A.* Volcanism and Plate Tectonics in Indonesian Island Arcs // *Tectonophysics*. 1975. V. 26. № 3/4. P. 165–188.
 14. *Keller G.H., Richards A.F.* Sediments in the Malacca Strait, Southeast Asia // *J. Sediment. Petrol.* 1967. V. 37. № 1. P. 102–127.
 15. *Krause D.C.* Tectonic Marine Geology and Bathymetry of the Celebes Sea – Sulu Sea Region // *Bull. Geol. Soc. America*. 1966. V. 77. № 8. P. 813–832.
 16. *Kuenen Ph.H.* *Marine Geology*. N.Y.: J. Wiley & Sons, 1950. 568 p.
 17. *Reed D.L., Meyer A.W., Silver E.A., Prasetyo H.* Conturite sedimentation in an intraoceanic forearc system: eastern Sunda Arc, Indonesia. // *Marine Geol.* 1987. V. 76. № 3/4. P. 223–241.
 18. *Roberts H.H., Phipps C.V., Effendi L.* Halimeda bioherms of the eastern Java Sea, Indonesia // *Geology*. 1987. V. 15. № 4. P. 371–374.
 19. *Rodolfo K.S.* Sediments of the Andaman basin, Northeastern Indian Ocean // *Marine Geol.* 1969. V. 7. № 5. P. 371–402.
 20. *Veevers J.J., Heitzler J.R., Bolli H.M. e.a.* Initial Reports. of DSDP. Wash., 1974. V. 27. 1060 p.

Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
12.IX.1988

УДК 553.32:552.313

Штеренберг Л.Е., Дриц В.А., Салынь А.Л., Калашникова Н.Л.

НЕКОТОРЫЕ РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ БЕРНЕССИТАМИ ОСАДОЧНОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Рассмотрено поведение при термической обработке океанских бернесситов разного происхождения. Установлено, что осадочные бернесситы трансформируются в шпинель при более низких температурах, чем гидротермальные разновидности. Эти данные могут быть использованы в качестве дополнительного критерия для суждения о генетической принадлежности Fe—Mn-корок и конкреций океанов.

Постановка вопроса. Вопрос об источниках рудного вещества при формировании конкреций и корок на океанском дне является дискуссионным.

Широко известно, что их образование происходит в результате как осадочного, так и гидротермального процессов, однако решающий вклад каждого из них зависит от конкретной геологической обстановки.

Установлением признаков, позволяющих выявлять генетическую принадлежность океанических Fe—Mn-образований, занимались ряд исследователей [9, 18 и др.].

Оказалось, что Fe—Mn-конкреции и корки гидротермального генезиса в отличие от их осадочных аналогов характеризуются следующими признаками: резкое разделение минералов марганца и железа, т.е. их выделения в обособленные фазы, низкие концентрации микроэлементов (Ni, Cu, Co и др.), высокая скорость формирования, повышенные отношения урана к торию и т.п. (табл. 1).

Минералогическая специфика океанских Fe—Mn-конкреций и корок разного генезиса проявляется не всегда отчетливо. Например, бернесситы встречаются в осадочных и гидротермальных рудных образованиях. Вместе с тем естественно предполагать, что между однотипными минералами, сформировавшимися в различных условиях, должны существовать те или иные тонкие структурно-кристаллохимические различия.

Задача данной работы состоит в том, чтобы на примере изучения бернесситов гидротермального и осадочного происхождения продемонстрировать вышесказанное выше предположение.

Объекты и методы исследования. В качестве объектов исследования использовались образцы бернесситов, которые сравнивались между собой как по генетическим признакам, так и по характеристикам, полученным при их макро- и микроизучении, изучении методом микродифракции электронов, а также рентгенографическим и химическим анализами. При этом основное внимание обращено на особенности фазовых превращений бернесситов разного генезиса, происходящих в результате нагревания образцов при разных температурах.

Бернессит был выбран для изучения по ряду причин. Этот марганцевый минерал довольно широко распространен в океанах и, как уже отмечалось, входит в состав осадочных и гидротермальных образований. Он достаточно устойчив при различного рода трансформациях по сравнению с другими океанскими марганцевыми минералами, такими, как асболан-бузерит, бузерит-I, бузерит-II и др. [1].

Сравнение гидротермальных (I) и осадочных (II) Fe–Mn-образований океанов [18]

Показатель	I		II		
	осадки	рудные образования	осадки	корки	конкреции
Fe/Mn	< 0,1 и > 0,1	Богатые Fe: 12–237 Богатые Mn: 0,002–0,14	0,5–5,0	≈ 1	≈ 1
Содержание микроэлементов	Низкое	Низкое	Высокое	Высокое	Высокое
U/Th	> 1	> 1	< 1	< 1	< 1
Накопление	Быстрое	100÷1000 мм за 10 ⁶ лет	Медленное	1 ÷ 10 мм за 10 ⁶ лет	1 ÷ 10 мм за 10 ⁶ лет

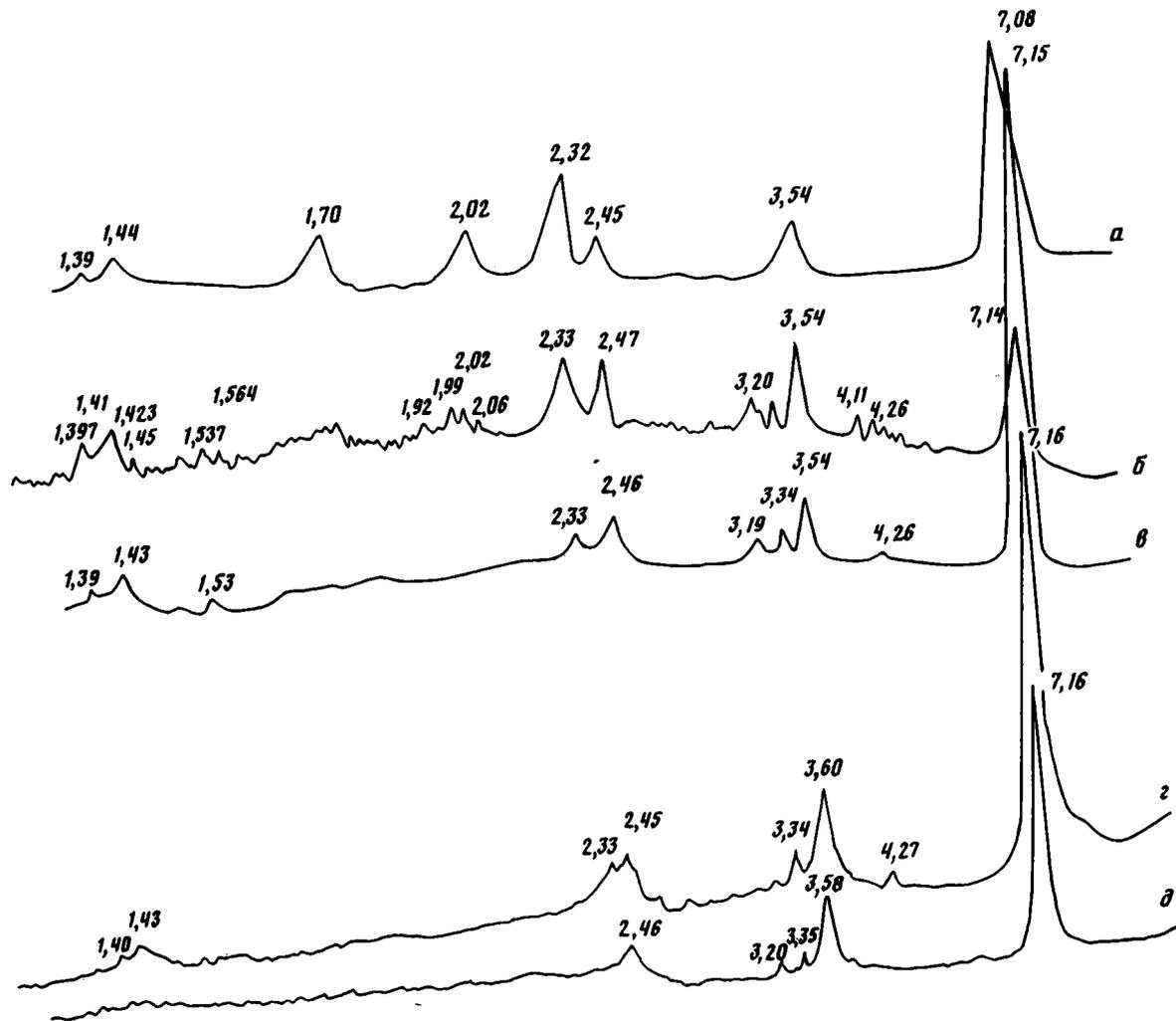
Структура бернессита, по данным, приведенным в работе [12], должна быть такой же, как и у халькофантита ($Zn_3Mn_6O_{14} \cdot 3H_2O$). Ф.В. Чухров совместно с сотрудниками ГИН и ИГЕМ АН СССР [3, 5], применив комплекс методов (микродифракция электронов, профильный расчет порошковых рентгеновских дифракционных картин, микронзондовый анализ и рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия), более детально изучили строение бернессита. Исходным материалом для этих исследователей послужили микроконкреции, поднятые в Тихом океане в конкрециеносной провинции Кларин-Клиппертон во время 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" [1].

По данным, приведенным в работах [3, 4, 5], структура бернессита сложена октаэдрическими Mn^{4+} -слоями (Mn частично замещается Mg), в которых статистически распределены дефектные (пустые) октаэдры, над и под которыми находятся межслоевые катионы (Mn^{3+} , Ca , K , Na). Соседние Mn^{4+} -слои имеют одинаковую азимутальную ориентировку и наложены друг на друга так, что их октаэдрические катионы в проекции на базисную плоскость совпадают; пустые октаэдры в смежных слоях распределены случайно и не находятся по одной нормали. Молекулы H_2O и гидроокислы межслоевого промежутка образуют с атомами кислорода одного из двух смежных Mn^{4+} -слоев октаэдры, заселенные межслоевыми катионами, а с атомами кислорода другого из них – пустые призмы и наоборот. В структуре изученного бернессита содержится 10% дефектов упаковки.

Авторы изучили фактически тот же осадочный бернессит, который исследовался В.А. Дрицем и др. [1] и Ф.В. Чухровым и др. [3, 5].

Этот минерал является основным рудным компонентом Fe–Mn-микроконкреций, отнесенных ко II типу [7], отобранных со дна Тихого океана в той же конкрециеносной провинции Кларин-Клиппертон во время 9-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" на ст. 645 (18°33' с.ш., 146°59' з.д., глубина 5350 м) и на ст. 649 (17°58' с.ш., 130°09' з.д., глубина 4950 м).

На ст. 645 Fe–Mn-микроконкреции отобраны в интервале глубин 230–240 см из пелагических красных глубоководных глин, обогащенных цеолитами. Состав и строение этих микроконкреций, отнесенных нами к типу II, были изучены ранее [7]. Под бинокулярной лупой эти образования характеризуются довольно разнообразной формой (палочко-, шаровидные и др.). Они темно-серого цвета и обладают слабым металлическим отблеском. Поверхность их гладкая. При слабом нажатии иглой легко раздавливаются. Под оптическим микроскопом в отраженном свете видны микроагрегатные рудные образования, различающиеся между собой по величине отражения. При скрещенных николях рудные образования остаются изотопными, свидетельствуя тем самым о чрезвычайно малых размерах



Фиг. 1. Дифрактограммы изученных бернсситов
a – Fe–Mn-микроконкреция (Тихий океан [5]);
б – Fe–Mn-микроконкреция II типа (ст. 645, 9-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев");
в – то же (ст. 649);
г – нижняя часть марганцевой корки (Японское море, ст. 2069);
д – марганцевая линза среди тейфroidных песчанков (Охотское море, ст. 2716)

Содержания макро- и микроэлементов в бернесситах разного генезиса, %

Место отбора проб	MnO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	CuO	Тип бернессита
Тихий океан, ст. 645	30,3	8,5	3,5	2,3	0,7	0,3	1,30	0,21	0,95	Осадочный
То же, ст. 649	34,2	2,4	2,1	3,1	0,6	0,8	1,45	0,33	0,43	"
Карибское море [13]	60,6	1,2	0,4	6,2	1,9	1,8	0,80	0,14	0,33	"
Тихий океан [5]	57,2	Н.о.	0,5	8,6	1,9	2,9	Н.о.	Н.о.	Н.о.	"
То же [7]	30,6	6,8	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1,63	0,16	0,92	"
Японское море [6]	77,5	0,5	2,3	2,6	6,0	1,4	0,08	0,04	0,06	Гидротермальный
Охотское море [8]	89,1	0,13	3,4	1,2	5,6	0,4	0,04	0,001	0,007	"
Тихий океан [10]*	62,2	0,7	2,3	1,9	8,6	1,5	0,012	0,002	0,011	"
То же [16]**	77,9	0,2	2,3	4,4	1,9	1,7	0,21	0,12	0,25	"

* Среднее из пяти анализов.

** Среднее из трех анализов.

слагающих их частиц. Дифрактометрический анализ (см. фиг. 1, б) микроконкреций ст. 645 показал, что они представлены главным образом бернесситом.

Сходные Fe—Mn-микроконкреции II типа отобраны для изучения и на ст. 649. Они находились в интервале глубин 245—260 см среди красной глубоководной глины, обогащенной кремнистыми микроорганизмами. Судя по рентгеновскому анализу, эти микроконкреции сложены также в основном бернесситом (см. фиг. 1, в).

Метод микродифракции электронов подтвердил рентгеновские данные о том, что основным минералом микроконкреций ст. 645 и 649, отобранных для исследования, является бернессит, а кроме того, с его помощью выявлено присутствие в них в резко подчиненных количествах вернадита и гидрогетита.

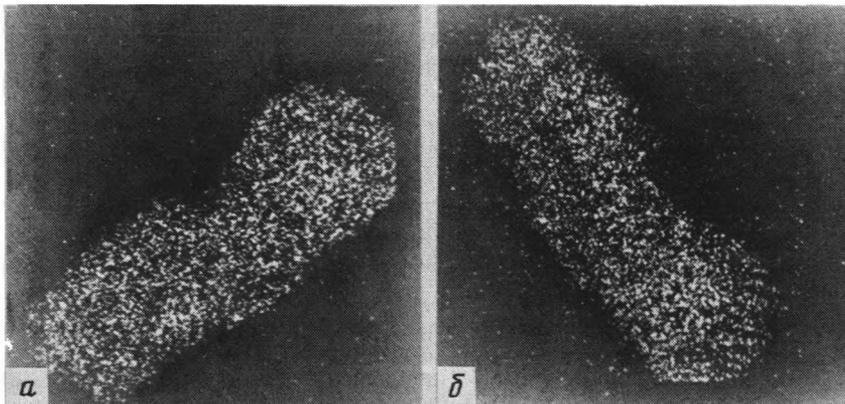
По данным локального рентгеновского энергодисперсионного анализа, частицы бернессита не содержат железа.

Образцы бернессита гидротермального происхождения отобраны среди Fe—Mn-образований Японского и Охотского морей. В Японском море бернессит был обнаружен во время 36-го рейса НИС "Первенец" в нижней части 2-сантиметровой рудной корки, поднятой на ст. 2069 (41° 25' с.ш., 134° 59' в.д.).

Изученные рудные образования массивные и весьма плотные. Для них характерна столбчатая отдельность, по которой под микроскопом в отраженном свете наблюдаются тонкие, более поздние по времени, марганцеворудные выделения, диагностируемые с помощью метода микродифракции электронов как вернадит. Цвет рудной корки стальнo-серый с типичным металлическим отблеском. Рентгеновский анализ (фиг. 1, г) и микродифракция электронов [6] показывают, что взятая для изучения нижняя часть корки действительно представлена бернесситом.

В Охотском море гидротермальный бернессит обнаружен в виде тонких линз, включений и прослоек среди разнозернистых тефроидных песчаников, поднятых во время 27-го рейса НИС "Пегас" вблизи о-ва Симушир на ст. 2716 (47° 20'; 151° 42'). Он представлен плотным массивным образованием, серого цвета, с отчетливой столбчатой отдельностью и металлическим блеском. Под микроскопом в отраженном свете его структура также микрозернистая. Комплексные анализы подтвердили, что основным минералом, слагающим эти рудные линзы, является бернессит [8].

Сравнение дифрактограмм осадочных и гидротермальных бернесситов из Тихого океана, Японского и Охотского морей позволяет судить об их структур-



Фиг. 2. Снимки Fe–Mn-микроконкреции II типа (бернесситового состава), ст. 649 (Тихий океан) в рентгеновском характеристическом излучении, увел. 280 (а – MnK α ; б – FeK α)

ном подобии (см. фиг. 1). Об этом свидетельствуют и результаты рентгеновских анализов, проведенных рядом авторов при изучении бернесситов различного генезиса.

В табл. 2 приведены результаты химических анализов бернесситов осадочного и гидротермального происхождения, свидетельствующие о наличии между ними определенных различий. Гидротермальные разновидности в общем характеризуются значительно более высоким (на порядок) значением Mn/Fe и низкими (на один-два порядка) концентрациями таких микроэлементов, как никель, медь, кобальт.

Эти различия, очевидно, обусловлены особенностями формирования океанских Fe–Mn-макро- и микростяжений разного генезиса, приводящих к различному накоплению указанных выше элементов (см. табл. 1).

В то же время нельзя исключать и того, что разные содержания марганца и железа в осадочных и гидротермальных бернесситах связаны с различной степенью чистоты отбора проб для анализов. В частности, марганец- и железосодержащие минералы в осадочных образованиях настолько генетически тесно связаны (см. фиг. 2), что их практически не удастся разделить даже с помощью электронного рентгеновского микроанализатора.

Описание эксперимента. Д.Г.Голден и др. [14] изучили особенности термической трансформации синтетических бернесситов, насыщенных разными обменными катионами. Согласно данным этих авторов, в результате нагревания бернесситов в течение 2 ч при температурах 200, 400, 600 и 800 °C формируются различные минеральные фазы. Ход трансформации бернесситов при их последовательном прогревании определяется типом обменного катиона (табл. 3).

Нами также проведено последовательное прогревание (до 200, 400, 600, 800 и 1000 °C) бернесситов разного генезиса. Цель этих исследований состояла в том, чтобы выяснить – проявляются ли в продуктах термической обработки минерала разные условия его образования.

Прогревание образцов выполнено в силитовом муфеле при темпе нагрева 5–10 град/мин.

Новообразованные минеральные фазы диагностировались с помощью рентгендифрактометрического анализа. Полученные результаты сведены на фиг. 3, а в табл. 4 приведены межплоскостные расстояния линий дебаегграмм и их интенсивности для некоторых марганцевых и железомарганцевых минералов, заимствованные из американской картотеки ASTM [19].

Основные кристаллические фазы, полученные при нагревании синтезированных бернесситов, насыщенных разными катионами [13]

Насыщающие элементы	Ионный радиус элементов, Å	Фазы, установленные при температурах, °C			
		200	400	600	800
K	1,33	Бернессит	Бернессит	Криптомелан	Криптомелан
Ba	1,34	Неупорядоченный бернессит	Голландит	Голландит	Голландит
Sr	1,12	То же	"	"	"
Ni	0,69	Бернессит	Неупорядоченный бернессит	Биксбит	Биксбит
Mg	0,66	"	То же	Гаусманнит	Гаусманнит
Li	0,68	Неупорядоченный бернессит	Криптомелан	Криптомелан	"
Mn ²⁺	0,80	То же	Неупорядоченный бернессит	Биксбит	Биксбит

Отметим, что однотипные бернесситы, отобранные из разных мест, при трансформации, связанной с нагреванием, формируют идентичные новообразованные минеральные фазы.

В интервале температур до 400 °C независимо от генезиса образцов происходит в основном аморфизация структуры бернессита и присутствующего в качестве примеси вернадита (см. фиг. 3, II).

При нагревании гидротермального бернессита от 400 до 600 °C на дифрактограммах (см. фиг. 3, III, a) проявляются пики, свидетельствующие о формировании гаусманнита (Mn₃O₄), для которого характерна тетрагональная сингония. При последующей термической обработке этих образцов (до 800 и 1000 °C) на дифрактограммах (см. фиг. 3, IV, a; V, a) пики гаусманнита становятся все более четко выраженными. Это свидетельствует о том, что при последовательном повышении температур от 400 °C и выше вначале появляется гаусманнит, а затем происходит повышение степени его структурного совершенства.

По-иному преобразуется осадочный бернессит. В интервале температур 400–600 °C на дифрактограммах отчетливо проявляются две фазы: марганцевая шпинель, обладающая кубической сингонией, и гаусманнит (см. фиг. 3, III, б). С ростом температуры от 600 до 1000 °C пики шпинели на дифрактограммах заметно увеличиваются, они становятся отчетливо выраженными, в то время как пики гаусманнита уменьшаются и при 1000 °C исчезают (см. фиг. 3, IV, a; V, a).

Согласно литературным данным, переход гаусманнита в шпинель происходит при температурах около 1050–1070 °C [11 и др.], в то время как изученные нами осадочные бернесситы, участвующие в сложении макроконкреций ст. 645 и 649 (Тихий океан), трансформируются в шпинель при значительно меньших температурах.

Такое поведение бернесситов разного генезиса при термической обработке может быть связано либо с разным содержанием элементов, входящих в их состав в качестве изоморфной примеси, либо с разными минеральными образованиями, находящимися с ними в тесной генетической ассоциации.

Результаты анализов, как было показано выше (см. табл. 2), свидетельствовали о несколько более высоких содержаниях железа в океанских микроконкрециях по сравнению с гидротермальными, поскольку в этих микроконкрециях помимо бернессита в качестве примесных присутствуют такие железосодержащие минералы, как вернадит и гидротит.

Таблица 4

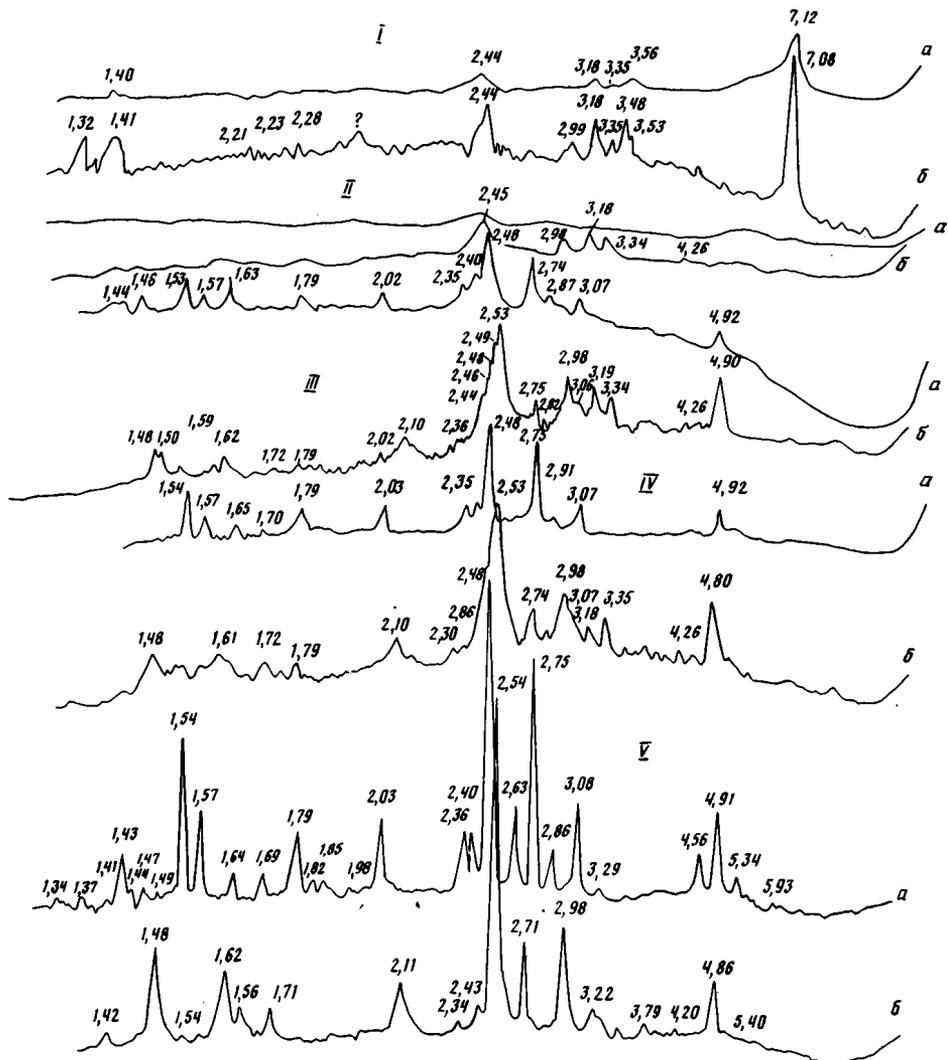
Межплоскостные расстояния d и интенсивности линий I на рентгенограммах марганцевых, железомарганцевых и железистых минералов

Гаусманнит Mn_3O_4 (1-1127)		Оксид марганца (шпинель) Mn_3O_4 (13-162)		Биксбит $(Mn, Fe)_2O_3$ (8-10)		Якобит $(Mn, Fe)_2O_4$ (8-15)		Гётит $HFeO_2$ (8-97)		Магнетит Fe_3O_4 (11-614)		Гематит $\alpha-Fe_2O_3$ (15-534)		Маггемит $\gamma-Fe_2O_3$ (13-458)	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,91	10
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,93	20
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,32	10
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,88	40
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,32	10
4,92	20	-	-	-	-	-	-	5,00	20	-	-	-	-	-	-
-	-	4,86	50	-	-	4,94	40	-	-	4,85	40	-	-	4,81	40
-	-	-	-	4,68	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	4,21	10	-	-	4,21	100	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	3,83	60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,72	60
-	-	-	-	3,35	10	-	-	3,37	20	-	-	3,66	25	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,39	60
3,08	31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,19	30
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	2,98	50	2,99	30	3,01	40	-	-	2,96	70	-	-	2,94	90
2,87	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,77	30
2,75	63	-	-	2,72	100	-	-	2,69	8	-	-	2,69	100	2,70	90
-	-	-	-	-	-	-	-	2,57	20	-	-	-	-	2,63	30
-	-	2,54	100	2,51	20	2,56	100	2,51	100	2,53	100	2,51	50	2,57	20
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,51	100
2,48	100	2,43	10	-	-	2,45	3	2,48	70	2,91	10	-	-	2,40	20
2,36	13	-	-	2,35	40	-	-	-	-	-	-	-	-	2,30	20
-	-	-	-	2,21	20	-	-	2,25	20	-	-	-	-	2,24	10
-	-	2,10	50	2,11	10	2,12	40	2,18	40	2,096	70	-	-	2,16	10

Таблица 4 (окончание)

Гаусманнит Mn_3O_4 (1-1127)		Оксид марганца (шпинель) Mn_3O_4 (13-162)		Биксбит $(Mn, Fe)_2O_3$ (8-10)		Якобит $(Mn, Fe)_2O_4$ (8-15)		Гётит $HFeO_2$ (8-97)		Магнетит Fe_3O_4 (11-614)		Гематит $\alpha-Fe_2O_3$ (15-534)		Маггемит $\gamma-Fe_2O_3$ (13-458)	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
2,03	15	-	-	2,01	40	-	-	2,00	10	-	-	2,01	30	2,08	90
-	-	-	-	1,92	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	1,87	40	-	-	-	-	-	-	-	-	1,81	80
1,79	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,63	40	-	-
1,70	5	1,71	20	1,72	25	1,73	10	1,719	50	1,71	60	-	-	1,69	40
1,64	5	-	-	1,65	90	-	-	1,689	20	-	-	1,69	60	1,66	10
-	-	1,62	50	1,61	20	1,64	60	-	-	1,61	85	-	-	1,63	10
1,57	50	-	-	1,56	20	-	-	-	-	-	-	1,594	16	1,60	90
1,50	50	1,49	50	1,53	30	1,50	60	-	-	-	-	-	-	1,54	20
1,47	3	-	-	1,48	20	-	-	-	-	1,48	85	1,48	35	1,52	20
1,44	8	-	-	1,45	30	1,43	5	-	-	-	-	1,45	35	1,47	90
-	-	-	-	1,42	80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,38	4	-	-	1,38	40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1,28	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. В скобках приведены табличные данные из ASTM [19].



Фиг. 3. Дифрактограммы термически обработанных бернесситов I-V - образцы, прогретые до, °C: I - 200; II - 400; III - 600; IV - 800; V - 1000 (a - гидротермальные, б - осадочные)

Согласно работам [15, 17, 20 и др.], железо, входящее в состав природных и искусственных марганцевых окислов, способствует их более быстрой трансформации при нагревании в шпинелевидные минералы, но в этих случаях формируются сложные железомарганцевые образования.

На приводимой в работе К. Оно и др. [7] фазовой диаграмме (фиг. 4) системы $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Mn}_2\text{O}_3$, полученной в результате нагревания химически приготовленных смесей, видно, что в области резкого преобладания железа над марганцем в интересующем нас интервале температур формируется только гематит. При увеличении содержания марганца в смесях с помощью рентгеновского анализа фиксируются две фазы - гематит и биксбиит $(\text{Mn, Fe})_2\text{O}_3$, роль которого возрастает при увеличении содержания марганца. В области высоких (> 50%) содержаний марганца при температуре 950 °C образуется шпинель $(\text{Fe, Mn})_3\text{O}_4$, представленная яacobитом.

Для проверки возможного влияния соединений железа на ход и темп трансформации бернесситов были приготовлены следующие смеси: 1) гидротермального бернессита и образца Fe—Mn-корки и 2) гидротермального бернессита и рентгеноаморфных окислов железа, входящих в состав ожелезненного ила. Комплексное изучение взятых образцов (химический и рентгеновский анализы, микродифракция электронов и др.) показало, что в составе Fe—Mn-корки основным минералом является Fe-вернадит. Содержание в ней железа составляет 11,1%, марганца — 15,3%.

Образец ожелезненного ила, поднятый со дна оз. Нял-Явр (Кольский полуостров), содержал 21,5% железа (валового) и около 0,09% марганца.



Фиг. 4. Фазовая диаграмма системы $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Mn}_2\text{O}_3$ [17]

Смеси составляли из четырех весовых частей бернессита и одной части Fe-вернадита или гидроокислов железа. Небольшие навески смесей гидротермального бернессита с вернадитом и с гидроокислами железа тщательно растирали в агатовой ступке до пылеватого состояния, а затем подвергали термической обработке, так же как и образцы бернесситов осадочного и гидротермального генезиса.

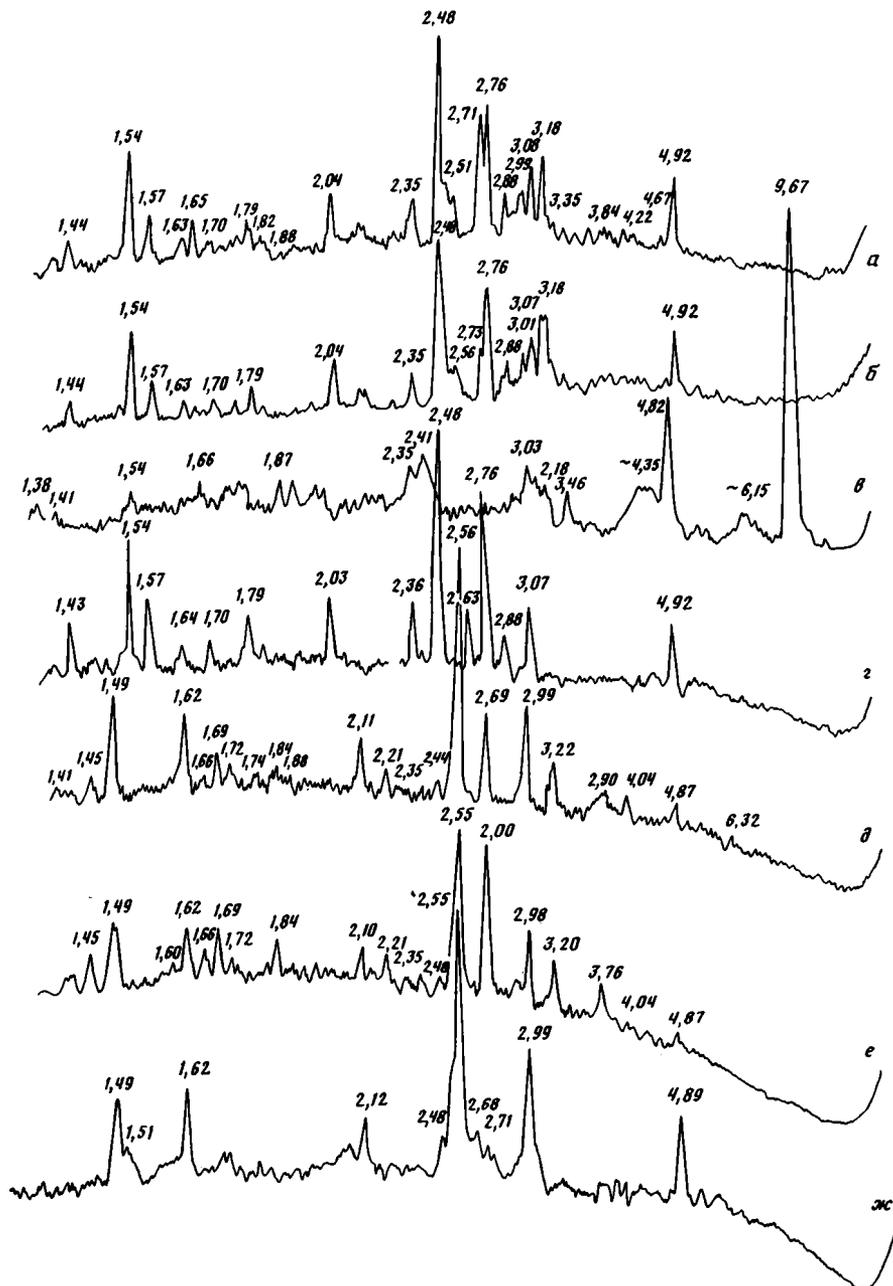
При прогревании смеси гидротермального бернессита с рентгеноаморфными гидроокислами железа до 1000 °C образуются две минеральные фазы: гаусманнит (главная) и, вероятно всего, биксбит (фиг. 5, а, табл. 4).

Несколько отличная дифрактограмма у прогретой до той же температуры смеси гидротермального бернессита и Fe-вернадита. Здесь, как видно из данных, приведенных на фиг. 5, б и табл. 4, образуется практически мономинеральный гаусманнит. Очень небольшие по величине пики, возможно, относятся к сложному железисто-марганцевому окислу.

Для сравнения нами была прогрета также тодорокитовая руда (Куба, месторождение Чарко-Редондо), в которой содержание окислов железа составило всего 4,2%; MnO 9,6%; MnO₂ 68,8%. Содержание окислов никеля, меди и кобальта колебалось в ней от 0 до 0,05% [2]. Дифрактограммы исходного образца (тодорокитовая руда) и прогретого до 1000 °C приведены на фиг. 5, в, г. Эти данные свидетельствуют о том, что несмотря на присутствие в образце небольших количеств железа в результате прогревания образуется гаусманнит.

Таким образом, результаты термической обработки гидротермальных минералов (тодорокита, бернессита), находящихся в механической смеси с соединениями железа, позволяют утверждать, что последние не оказывают существенного влияния на характер трансформационных преобразований марганцевых минералов.

В этих условиях естественно предположить, что решающее значение на ход фазовых преобразований оказывают катионы, которые входят в состав бернесситов осадочного генезиса в качестве изоморфных примесей. В случае гидротермальных минералов катионный состав их слоев практически полностью представлен Mn, тогда как в случае бернесситов осадочного генезиса их катионный состав отличается относительно повышенными содержаниями никеля, меди, кобальта, магния и др. По-видимому, наличие этих изоморфных катионов приводит к преобразованию океанического бернессита в шпинель при более низких температурах по сравнению с его гидротермальным аналогом. Результаты энерго-



Фиг. 5. Дифрактограммы образцов Fe-Mn-конкреций и других образований, прогретых до 1000 °С

a – смесь гидротермального бернессита (четыре части) и рентгеноаморфных гидроокислов железа (одна часть); *б* – смесь гидротермального бернессита (четыре части) и Fe-вернадита (одна часть); *в* – тодорokitовая руда (месторождение Чарко-Редондо, Куба), исходный образец; *г* – то же, прогретая до 1000 °С; *д* – Fe-Mn-конкреция (ст. 623, 9-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев", горизонт 0–2 см); *е* – то же (отобрана на горизонте 265 см); *ж* – Fe-Mn-конкреция из верхней части металлоносных осадков (депрессия Бауэр, 24-й рейс НИС "Академик Курчатов")

дисперсионного анализа химического состава отдельных частиц прокаленных бернесситов подтверждают этот вывод. Если на спектрах от частиц гидротермальных бернесситов наблюдаются только пики, принадлежащие марганцу, то от частиц осадочного образца помимо них выявляются пики заметной интенсивности, принадлежащие кобальту, возможно, меди и другим компонентам.

Если высказанное предположение правильно, то тогда и другие Fe–Mn-образования не гидротермального генезиса, содержащие относительно повышенные концентрации никеля, меди и кобальта, также будут трансформироваться после прогрева до 1000 °С не в гаусманнит, а в марганцевую шпинель.

Проверяя это предположение, мы прогрели ряд океанских Fe–Mn-конкреций и корок гидrogenного происхождения, содержащих на два порядка более никеля, меди и кобальта, чем подобные образования океанов гидротермального происхождения.

Конкреции были подняты на ст. 623 (Тихий океан) во время 9-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" с двух горизонтов: 0–2 и 265 см, а также на ст. 2201-2 (депрессия Бауэр, Тихий океан) во время 24-го рейса НИС "Академик Курчатов" с верхней части металлоносных осадков.

Fe–Mn-конкреции, отобранные с горизонта 0–2 см на ст. 623, содержат около 16% железа и 14,1% марганца. По данным микрофракции электронов, эти конкреции состоят из смешанослойного асболан-бузерита, Fe-вернадита и фероксигита. На горизонте 265 см конкреции содержат около 17% железа и 12,8% марганца.

Конкреции, отобранные с верхних частей металлоносных осадков, на ст. 2201-2 содержат 10,5% железа и 16,0% марганца и сложены вернадитом, смешанослойным асболан-бузеритом и фероксигитом.

Как видно на дифрактограммах (см. фиг. 5, д–ж), основным продуктом нагревания всех трех образцов является марганцевая шпинель. В качестве дополнительной фазы прокаленных образцов со ст. 623 (горизонт 265 см) проявляется гематит.

* * *

Проведенная термическая обработка бернесситов разного генезиса свидетельствует о том, что осадочные разновидности этого минерала в интервале температур 800–1000 °С трансформируются в шпинель, тогда как гидротермальные при этих условиях – в гаусманнит.

Эти результаты можно использовать в качестве дополнительного критерия к предложенным ранее Э. Бонатти и др. [9], П. Рона [18] и некоторыми другими авторами суждениям о генетической принадлежности Fe–Mn-конкреций и корок океанов.

Список литературы

1. Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы Fe–Mn-микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 17–39.
2. Соколова Е.А. Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982. 195 с.
3. Чухров В.Ф., Горшков А.И., Дриц В.А. Новое в кристаллохимии окислов марганца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. СХVI. Вып. 2. С. 210–221.
4. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. К характеристике бернессита // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9. С. 67–76.
5. Чухров Ф.В., Сахаров Б.А., Горшков А.И. и др. Структура бернессита из Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 66–73.
6. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 125–128.
7. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Сивцов А.В. и др. Состав, строение и особенности распределения Fe–Mn-микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 58–70.

8. Штеренберг Л.Е., Антипов М.П., Ильев А.Я. и др. Железомарганцевые образования Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 106–115.
9. Bonatti E., Kramer T., Rydell H.S. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor. Lamonte-Doherty Geol. Observatory and IDOE-NSF. 1972. P. 149–166.
10. Corliss I., Lyle M., Dymond I. e.a. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. № 1. P. 12–24.
11. Fauling G.M., Zwicker W.K., Forgeng W.I. Thermal Transformation and properties of cryptomelane. // Amer. Mineralogist. 1960. V. 45. № 9/10. P. 939–946.
12. Giovanoli R., Stahel E., Feitknecht W. Über oxydoxide des Vierwertigen Mangans mit Schichtengitter // Mitteilungen: Mangan (III) – Manganat (IV). Helv. Chim. Acta. 1970. V. 53. P. 453–464.
13. Glover E.D. Characterisation of a marine birnessite // Amer. Mineralogist. 1977. V. 62. № 3–4. P. 278–285.
14. Golden D.C., Dixon I.B., Chen C.C. Ion exchange thermal transformations and oxidizing properties of birnessite // Clay and Clay Minerals. 1986. V. 34. № 5. P. 511–520.
15. Huebner I.S. The Manganese Oxides. // A bibliographic commentary: Reviews in Mineralogy. 1981. V. 3. P. SH-1 – SH-17.
16. Lonsdale P., Burns V.M., Fisk M. Nodules of hydrothermal birnessite in Caldera of a young seamount. // J. Geol. 1980. V. 88. № 5. P. 611–618.
17. Ono K., Ueda T., Ozaki T. e.a. Thermodynamic study of the iron–manganese–oxygen system // Nippon Kinzoku Gakkaishi. 1971. V. 36. P. 757–763.
18. Rona P.A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust // Econ. Geol. 1978. V. 73. № 2. P. 135–160.
19. Selected powder diffraction data for minerals. // JCFDS. USA, 1974. 833 p.
20. Van Hook H.I., Keith M.L. The System Fe_2O_3 – Mn_3O_4 // Amer. Mineralogist. 1958. V. 43. № 1. P. 69–83.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
12.VIII.1988

УДК 553.32 (571.66)

Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ И КОНКРЕЦИИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ: ИХ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕНЕЗИС

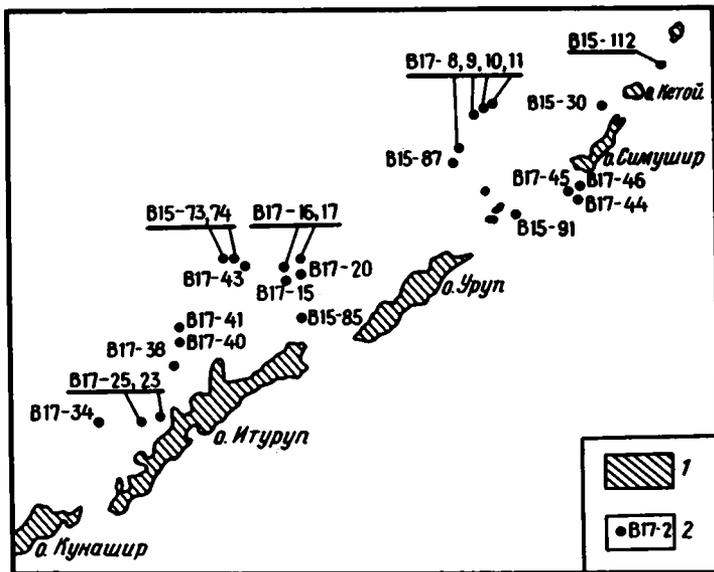
Проведено детальное исследование внутреннего строения, минерального и химического состава железомарганцевых корок и конкреций, поднятых с подводных вулканов, расположенных в Охотском море в районе островов Симушир, Черные Братья и Броутона. По ряду минералогических и химических признаков делается вывод о преимущественно гидротермально-осадочном происхождении изученных корок и конкреций. На последних этапах их формирования проявляется действие гидрогенного и диагенетического привноса рудных компонентов, а также процессов постседиментационного микробиологического преобразования марганцевых минералов.

В настоящее время железомарганцевым конкрециям Мирового океана посвящена обширная литература. Однако работ, касающихся изучения состава, строения, а также распространения конкреций в пределах островных дуг, сравнительно мало. Так, в частности, для Курильской островной дуги практически единственными сообщениями являются работы [5, 10, 11], в которых приведены результаты исследования морфологии и химического состава Fe—Mn-образований. Естественно, этой информации недостаточно для полной характеристики рудных образований региона и, тем более, для установления их генезиса.

К настоящему времени в научной литературе накопилось достаточно много фактов, свидетельствующих об огромной роли островодужного вулканизма в поставке в океан рудных элементов как в результате наземной, так и подводной вулканической и гидротермальной деятельности. Однако судить хотя бы о приближительных масштабах последней в настоящее время еще очень сложно из-за сравнительно небольшого количества прямых наблюдений подводной газогидротермальной деятельности в современных островных дугах. А она, по всей вероятности, довольно значительна, так как целый ряд геологических и историко-геологических данных свидетельствует о широкомасштабности этого процесса в древних и молодых дугах, где установлена наибольшая плотность рудных месторождений эксгалиционно-гидротермального генезиса [8, 9].

В этом отношении значительную информацию для современных островных дуг дают косвенные наблюдения, среди которых весьма ценны морские геологические исследования, в частности геологическое опробование в пределах подводных вулканов островных дуг.

Материал и методика. Изученные Fe—Mn-конкреции и корки Курильского региона получены при геологических работах в 15-м (1982 г.) и 17-м (1983 г.) рейсах НИС "Вулканолог" (фиг. 1). Геологическое опробование (драгирование) проводилось в привершинных частях подводных вулканов и вулканических хребтов. С подводных вулканов Вавилова (B15-87), Архангельского (B15-91), Обручева (B17-8, 9, 10 и 11), а также подводного гребня (B17-44, 45 и 46), расположенных в районе островов Симушир, Черные Братья, Броутона (см. фиг. 1), был поднят каменный материал, в состав которого входили угловатые глыбы и обломки вулканических пород преимущественно андезитового



Фиг. 1. Местоположение станций геологического опробования, на которых были подняты железомарганцевые образования 1 – район работ, 2 – геологические станции и их номера

состава. Драгированы были также более основные (базальты, андезитобазальты) и более кислые разности вулканитов (андезитодациты, дациты). С подводных вулканов, расположенных с охотоморской стороны островов Уруп и Итуруп (B17-15, 16, 17, 20, 23, 25, 38, 40, 41, 43), драгированный материал также представлен преимущественно неокатанными обломками и глыбами вулканических пород разнообразного (от базальтов до риолитов) состава. Нередко эти породы имеют характерное для подводных излияний шаровидное или подушечное сложение, свежий облик и следы современной гидротермальной деятельности (выполнение трещин серой и т.п.).

Практически на всех станциях геологического опробования были подняты железомарганцевые образования различных морфологических типов: конкреции (на ст. B15-87, B17-41, 44 и 46), корки (на ст. B15-87, 91, B17-8, 10, 15, 16, 17, 20, 23, 38, 43 и 46). Кроме того, на ст. B17-20 были подняты плитки обломочных (гравийных, гравийно-песчанистых) пород, сцементированных гидроокислами железа и марганца. Подняты были также пемзы и, практически на всех станциях, отмершие органические остатки, пропитанные железомарганцевыми гидроокислами.

Изучение внутреннего строения корок и конкреций, а также определение оптических (отражение и наличие или отсутствие анизотропии) характеристик минеральных фаз проводилось путем исследования полированных шлифов в отраженном свете. Для диагностики всех имеющихся в рудном веществе минералов применялся комплекс методов. С целью выявления в образцах бузерита-I использовался рентгеновский дифрактометрический анализ прогретых (100 °C/1 ч) и непрогретых (ДРОН-1, $Co K_{\alpha}$ -излучение, 24 kV, 3 mA) проб [14]. Надежная диагностика остальных минералов Mn и Fe проводилась методом аналитической электронной микроскопии (микродифракция электронов и рентгеновский энергодисперсионный микронзондовый анализ). Пробы анализировались на электронном микроскопе JEM-100C с энергодисперсионной приставкой KEVEX-5100. Для электронно-микроскопической идентификации минералов использовались характерные микродифракционные признаки, описанные в работах [15–18 и др.].

Результаты минералогического анализа образцов. По внешним макрофото-

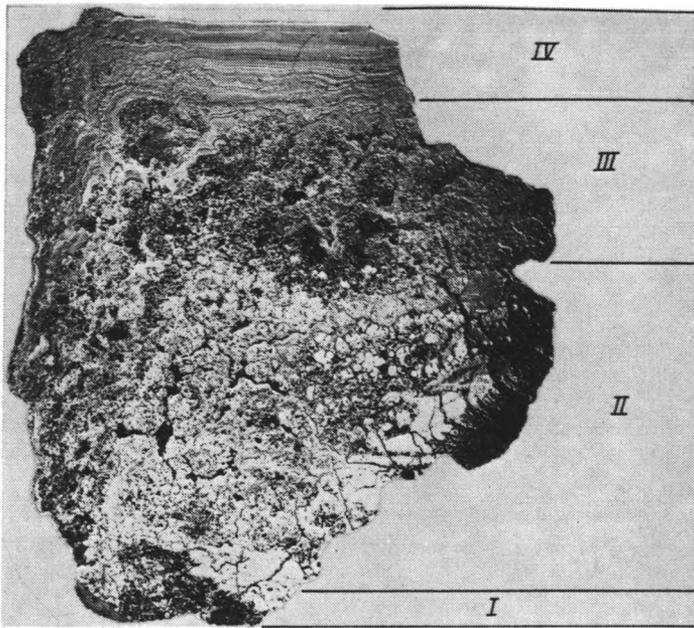
ческим характеристикам, внутреннему строению и минеральному составу изученные железомарганцевые рудные образования можно разделить на три типа.

Первый тип (ст. В17-44 и В17-46) представлен корками и конкрециями черного цвета с бугристой или гладкой поверхностью, сложенными марганцевыми гидроокислами и имеющими сложное внутреннее строение (фиг. 2). В нижней части корок обычно наблюдается базальный слой (фиг. 3, а): окатанные и угловатые обломочные зерна (размером 0,5–2 мм), сцементированные высокоотражающим анизотропным рудным веществом, в состав которого входят бернессит, в меньшем количестве вернадит и редкие частицы асболан-бузерита и гетита. Микронзондовый анализ показал, что бернессит и вернадит в качестве примесей содержат Mg, K и Ca, в состав асболан-бузерита входит еще и Al (иногда Si). Характерная черта химического состава этих минералов – обедненность никелем, который является их характерной примесью в пелагических железомарганцевых конкрециях [13, 14, 17]. Кроме того, неупорядоченный смешанослойный асболан-бузерит – один из рудообразующих минералов высокомарганцевых океанических конкреций [13, 19], а в корках и конкрециях Курильской дуги он встречается очень редко.

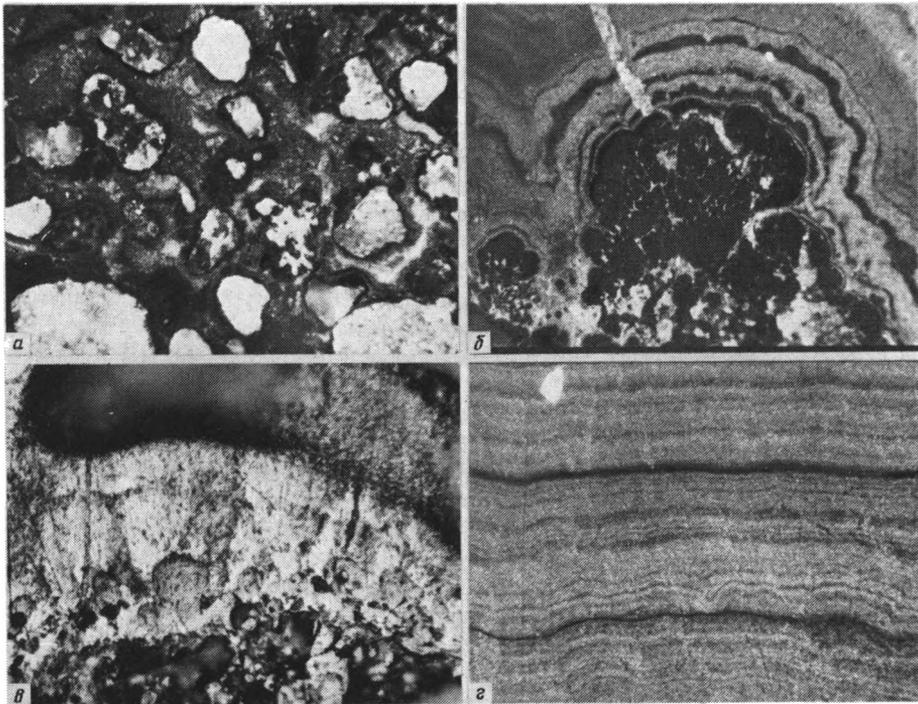
На базальном слое нарастает мощная (3 см) корка (см. фиг. 2, 2-я зона), состоящая из слабоанизотропных глобуль (диаметром 0,5–2 мм) радиально-дендритового строения, сцементированных плотным анизотропным тонкослоистым материалом (см. фиг. 3, б). На сколе цементирующее вещество имеет стальнo-серый цвет и металлический блеск. Местами массивные слои имеют шестовато-волокнистую структуру, характерную для тодорокитовых агрегатов (см. фиг. 3, в). Подобное строение слоев ранее уже отмечалось в марганцевых корках Японского моря [12, 22]. Глобули характеризуются черным цветом и матовым блеском. Они сложены тонкодисперсными агрегатами бернессита и вернадита с небольшой примесью пластинчатых частиц неупорядоченного тодорокита, частично вернадитизированного. Все обнаруженные минералы имеют одинаковый химический состав, сходный с составом бернессита и вернадита базального слоя. Необходимо подчеркнуть, что обнаруженный вернадит не содержит железа (фиг. 4), которое всегда сопутствует этому минералу в морских отложениях. В природных морских образованиях безжелезистый вернадит отмечается впервые. Судя по сходству химического состава безжелезистого вернадита, бернессита и тодорокита, предполагается, что образование вернадита происходило в постседиментационную стадию в результате фазового преобразования бернессита и тодорокита под действием марганцеоокисляющих бактерий. Возможность подобной трансформации для тодорокита экспериментально уже доказана [18]. Электронно-микроскопические признаки этого процесса детально разобраны в работе [15].

Вернадитизация тодорокита более отчетлива, и ее гораздо легче выявить в связи с тем, что морфология частиц тодорокита сильно отличается от формы вернадитовых агрегатов. Это же касается и электронограмм. В случае же бернессита не только по морфологии частиц, но и по микродифракционным картинам трудно судить, насколько сильно он затронут процессом вернадитизации, поскольку базисные рефлексы вернадита и бернессита накладываются друг на друга, и наличие бернессита определяется только по базальным отражениям с $d_{001} = 7,1 \text{ \AA}$. Для прямого осаждения вернадита трудно найти объяснение. Как известно [15], для быстрого образования вернадита из растворов, содержащих Mn^{2+} , необходимы очень сильные окислители, которые в природных условиях разгрузки гидротермальных растворов отсутствуют (окисляющее действие богатой кислородом морской воды недостаточно при такой значительной (судя по мощности слоев) скорости образования корок).

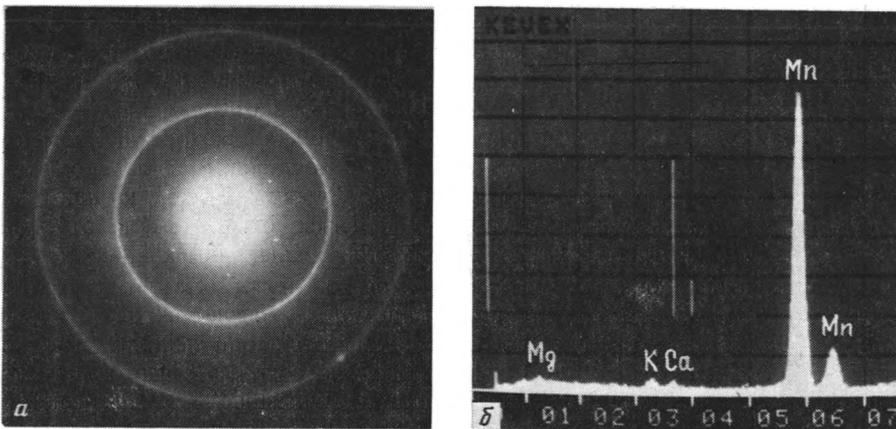
Главным рудообразующим минералом цементирующего материала является пластинчатый бернессит, более хорошо раскристаллизованный и упорядоченный, на микродифракционных картинах которого наряду с базисным ($hk0$) и



Фиг. 2. Внутреннее строение марганцевой корки (ст. В17-46); I-IV – номера зон. Полиров. шлиф, увел. 2,5



Фиг. 3. Строение различных зон рудной корки (ст. В-17-46), полиров. шлиф, увел. 140
а – базальный слой; *б* – средняя зона (глобулы радиально-дендритового строения – черное; цементирующий материал – серое); *в* – средняя зона – шестовато-волокнистые тодорокитовые агрегаты; *г* – верхняя тонкослоистая зона



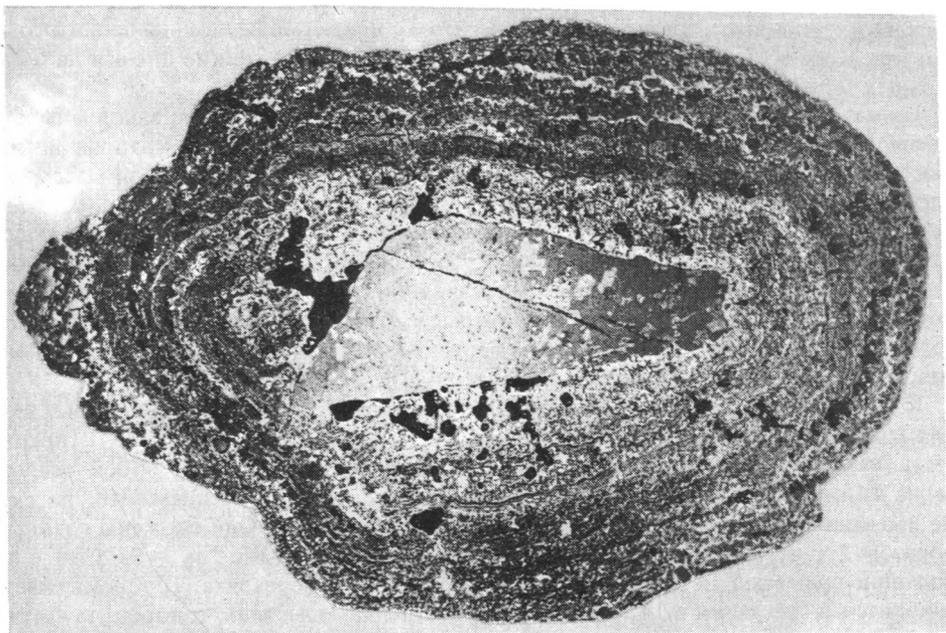
Фиг. 4. Электронограмма (а) и энергодисперсионный спектр (б) безжелезистого вернадита

базальным (001) присутствуют пространственные отражения (hkl). В подчиненном количестве отмечается также неупорядоченный тодорокит, частично замещенный безжелезистым вернадитом. По сравнению с предыдущими пробами состав примесей в бернессите и тодороките цемента не изменился.

Выше, с четким контактом залегает довольно рыхлая зона (см. фиг. 2, 3-я зона), сложенная агрегатами тонких объемных ветвящихся дендритов, частично сцементированных плотным массивным материалом, по своим характеристикам и минеральному составу идентичным цементу базального и глобулярного слоев. Микродифракционный анализ тонких дендритов показал, что они сложены главным образом 14 Å бернесситом и тодорокитом. В электронно-микроскопических препаратах были отмечены три разновидности тодорокита: неупорядоченный, с a_0 , равным 9,75 и 19,5 Å. Первая из них встречалась наиболее часто. На электронограммах 14 Å бернессита нередко отсутствуют слабые диффузные линии, характерные для неупорядоченного тодорокита, который, видимо, находится в тонком эпитаксиальном срастании с 14 Å бернесситом параллельно базисной плоскости. Отличительной чертой химического состава 14 Å бернессита и тодорокита рыхлой зоны является отсутствие в некоторых частицах Mg. Примесь K и Ca наблюдается в них всегда. Подобная минеральная ассоциация абсолютно не характерна для пелагических Fe–Mn-конкреций и гидрогенных корок. Ранее 14 Å бернессит уже отмечался в микроконкрециях из кокколитового ила, взятого в районе трансформного разлома Атлантис (Атлантический океан) [16] и в гидротермальных марганцевых корках рифта Таджура [5].

В образце со ст. В17-46 верхняя часть корки покрыта мощным (8 мм) плотным слоем (см. фиг. 2, 4-я зона) тонкослоистого строения с очень гладкой поверхностью (см. фиг. 3, з). Его параллельно-слоистая текстура обусловлена переслаиванием тонких черных и более мощных стально-серых прослоев. Минеральный состав верхней слоистой пачки аналогичен таковому цементирующего материала нижележащих зон.

Поднятая со ст. В17-44 эллипсоидальная конкреция (5 × 3,5 см) имеет неровную шероховатую поверхность и концентрически-зональную текстуру рудной оболочки (фиг. 5), обусловленную переслаиванием глобулярно-дендритовых, слабо отражающих и почти изотропных слоев с тонкослоистыми колломорфными зонами, рудное вещество которых характеризуется более высоким отражением и отчетливой анизотропией. По своим оптическим характеристикам, физическим свойствам (цвет, блеск) и минеральному составу глобулярно-дендритовые слои идентичны глобулям описанной выше корки, а тонкослоистые зоны — ее цементирующему материалу и верхней слоистой пачке.



Фиг. 5. Концентрически-зональная текстура рудной оболочки конкреции (ст. В17-44); полир. шлиф, увел. 2,1

К о в т о р о м у т и п у можно отнести образованные по осадку корки, основными слагающими компонентами которых являются зеленая и желто-зеленая глина, бурые прожилки Fe—Si-состава и гидроксиды марганца (ст. В15-87; В17-9, 10, 11, 17, 25).

Глинистый материал зеленого и желто-зеленого цвета образует либо плотную массу с раковистым изломом на сколе, цементирующую угловатые и слабоокатанные обломочные зерна осадка, либо рыхлые пластовые накопления. Очень часто с внешней поверхности и по трещинам зелено-желтые глинистые образования окрашены в буровато-охристый цвет. Судя по рентгеновским данным, зеленые образования сложены нонтронитом. Микронзондовый анализ отдельных частиц этого минерала показал, что в его состав входят Fe, Si в меньшем количестве K. В некоторых частицах в качестве примесей присутствовали Ca, Mg и Al. В пробах из буровато-охристых участков были обнаружены частицы плохо упорядоченного фероксигита (δ' -FeOОН), присутствие которого и объясняет возникновение такой окраски. Постепенный характер изменения окраски (от желто-зеленой до бурой) в поверхностной зоне корок и в области трещин, а также отсутствие в составе фероксигита марганца, который является характерной примесью этого минерала при его гидрогенном осаждении [14], свидетельствуют об образовании фероксигита в постседиментационную стадию преобразования отложившегося глинистого материала в окислительной среде придонных вод.

Рыхлый нонтронитовый глинистый осадок (ст. В17-9, 10, 11) пропитан редкими тонкими бурыми прожилками, имеющими на сколе раковистый излом и стеклянный блеск. Они сложены Fe—Si аморфным гелеобразным стекловидным материалом с небольшой примесью слабоупорядоченного фероксигита (без Mn). Все рефлексy на его электронограмме имеют диффузный характер. В виде наиболее поздней минерализации отмечается развитие по всему объему корок массивных (до 1,5 мм) бернесситовых прослоев, секущих Fe—Si-прожилки, и ветвящихся

ся тонких дендритов, сложенных бернесситом с примесью неупорядоченного тодорокита. Кроме того, марганцевые гидроокислы образуют тонкие пленки на обломочных зернах и раковинах фораминифер.

Плотные нонtronитовые корки по многочисленным трещинам заполнены черными (на сколе стально-серыми) массивными гидроксидами Mn, которые в виде тончайших дендритовых прорастаний развиваются и внутри глинистой массы. По минеральному составу массивные марганцевые прослои сложены тодорокитом (неупорядоченным и с $a_0 = 9,75 \text{ \AA}$) и пластинчатым 7 \AA бернесситом с небольшой примесью 14 \AA бернессита и безжелезистого вернадита. Все эти фазы имеют одинаковый (K, Ca, Mg) состав примесных катионов. В частицах хорошо упорядоченного тодорокита Mg отсутствует. Некоторые частицы неупорядоченного тодорокита частично замещены безжелезистым вернадитом, а отдельные частицы тодорокитового облика имеют дифракцию, характерную для бернессита.

К третьему типу относятся корки и конкреции, в состав которых входят гидроксиды Mn и Fe (ст. B15-91; B17-15, 16, 20, 23, 38, 40, 41, 43). Нижняя часть наиболее мощных корок (B17-15 и B17-43) представляет собой осадок, зерна которого сцементированы черными массивными гидроксидами Mn, на сколе имеющими стально-серый цвет и металлический блеск. Они сложены главным образом бернесситом и тодорокитом (неупорядоченным и с $a_0 = 9,75 \text{ \AA}$) с небольшой примесью 14 \AA бернессита и безжелезистого вернадита. Тодорокит часто находится в сростании с 14 \AA бернесситом. Отдельные частицы тодорокита частично вернадитизированы. Химический состав тодорокита по сравнению с марганцевыми минералами описанных выше типов корок не изменился.

Верхняя часть этих корок отличается от нижней наличием тонкой слоистости, обусловленной переслаиванием буроватых рудных и светлых глинистых прослоев. Характерной чертой рудных концентров является наличие смоляного блеска на сколе. Они имеют низкое отражение (темно-серые по сравнению со светло-серыми марганцевыми прослоями) и изотропны в скрещенных николях. Рудное вещество в корке развивается в виде тонких колломорфных прослоев и более мощных слоев столбчато-дендритовой структуры. Подобное строение имеют пелагические гидрогенные корки [6] и конкреции седиментационного типа [14]. По данным микродифракции электронов, эти прослои сложены тонкочешуйчатыми агрегатами Fe-вернадита, Mn-фероксигита и игольчатыми скоплениями гетита с редкими тонкодисперсными выделениями железистой X-фазы. По характеру минеральной ассоциации и составу основных примесных катионов (Si, Mg, Al, K, Ca) рудное вещество тонкослоистой части корок аналогично такому обогащенных железом ($Mn/Fe < 2,5$) океанических конкреций [14]. Отличительной чертой химического состава Fe-вернадита и Mn-фероксигита корковых образований третьего типа является их обогащенность фосфором и барием. В некоторых корках (ст. B16-17) в боковых частях, видимо, соприкасавшихся с осадком, появляются высокоотражающие и анизотропные дендритовые прослои, в состав которых входят асболан-бузерит, бузерит-I, бернессит и в подчиненном количестве неупорядоченный тодорокит и бузерит-II. Характерная особенность химического состава асболан-бузерита, бернессита, бузерита-II и, вероятно, бузерита-I, превращающегося в вакууме электронного микроскопа в бернессит, — появление никеля. Подобные прослои встречены в конкреции бубликообразной формы (ст. B17-41): рудная оболочка в виде объемного кольца обрастает по бокам крупную (2 см в поперечнике) гальку, снизу и сверху ядро не покрыто гидроксидной оболочкой и соприкасается соответственно с осадком и придонной водой. Подобная форма конкреционных образований характерна для диагенетических Fe-Mn-конкреций озер и окраинных морей, которые образовались путем диагенетической мобилизации рудных компонентов из подстилающих восстановленных осадков [20].

Результаты валового химического анализа исследуемых образцов приведены ранее в работе [4]. Суммарное содержание рудных элементов в конкрециях

и корках Курильской дуги колеблется от 7 до 40 вес. %. При этом концентрации марганца меняются от сотых долей процента до 39% (среднее 11,3%), а железа — от десятых долей процента до 27% (среднее 13%). Такие вариации макрокомпонентов отразились и на величинах марганцевого модуля (Mn/Fe), который изменяется в широком диапазоне: от 0,002 до 122.

Что касается малых рудных элементов, то их содержание ниже, чем в конкрециях и корках пелагических частей океанов [11]. Для кобальта среднее значение в Fe—Mn-конкрециях Тихого океана равно 0,33%, а среднее в наших пробах — 0,037%; для никеля соответственно 0,59 и 0,086%, для меди — 0,38 и 0,011%. И только для цинка в исследованных нами образцах средние концентрации близки к таковым в пелагических конкрециях и корках: 0,065 и 0,084% соответственно [4, 11].

Низкие значения концентраций малых элементов в Fe—Mn-образованиях Курильских островов подтверждают тот факт, что конкреции и корки периферических частей океана обеднены рудными микроэлементами [11].

Обсуждение результатов. Ряд характерных признаков, выделенных в результате минералогического исследования конкреций и корок Курильского региона, свидетельствует в пользу гидротермально-осадочного генезиса первых двух типов и нижних частей третьего типа рудных образований. Прежде всего это относится к фракционированию Fe и Mn, проявляющемуся в образовании чисто железистых и чисто марганцевых фаз, формирование которых происходило в такой последовательности: сначала шло отложение Fe-силиката (нонтронита), скопления которого потом пропитывались гидроксидами марганца. Ассоциация зеленых нонтронитовых глин с массивными марганцевыми корками является характерной особенностью гидротермальных железомарганцевых образований Галапагосского поднятия [7, 26, 28], рудного поля ТАГ на Срединно-Атлантическом хр. [30], хр. Эксплорер вблизи спрединговой зоны Тихого океана [24] и др. Разделение Fe и Mn происходит вследствие изменения Eh гидротермального раствора в приповерхностных условиях по мере его разбавления нормальными морскими водами. X. Хардер в своей работе [25] показал, что синтез нонтронита контролируется как Eh, так и концентрациями Fe^{2+} и Si в растворе. Железо при этом осаждается в более восстановительных условиях по сравнению с марганцем, и образование нонтронита предшествует формированию марганцевых гидроксидов.

Другим важным типоморфным признаком гидротермально-осадочного генезиса этих корок является тодорокит-бернесситовый состав их марганцевой составляющей. Такую же марганцевую ассоциацию имеют гидротермальные корки Галапагосского поднятия [7, 26, 28], хр. Эксплорер [24], рудного поля ТАГ [30], района хр. Тонга-Кермадек [27], Японского моря [12, 22], рифта Таджура [5] и др. Многие марганцевые рудопроявления из перечисленных выше районов характеризуются преобладанием в их минеральном составе либо тодорокита, либо бернессита. Так, например, корки рудного поля ТАГ имеют преимущественно бернесситовый состав [30], а корки с поверхности подводных вулканов Тарасова и Безымянного в Японском море — тодорокитовый [12]. По валовому среднему минеральному составу корки Курильского региона скорее можно отнести к бернесситовым. Этот минерал нередко встречается в обогащенных марганцем океанических Fe—Mn-конкрециях. Однако он не образует в них скоплений такой мощности и является главным образом результатом старения рудного вещества, первоначально сложенного бузеритом-I [13]. Кстати, последний не был обнаружен в корках и конкрециях I и II типов и марганцевом цементе нижних частей мощных корок III типа. Тодорокит в конкрециях седиментационно-диагенетического генезиса встречается очень редко [21, 29].

Обнаруженный нами в корках I и II типов 14 Å бернессит также специфический минерал гидротермально-осадочных образований, один их характерных минералов марганцевых корок рифта Таджура [5]. Скорее всего он присутствует и в других известных гидротермальных корках, но его идентификация наи-

более широко применяемым рентгенографическим методом затруднена в связи с идентичностью интенсивных рефлексов 14 \AA бернессита отражения обычного 7 \AA бернессита. Методом же микродифракции электронов 14 \AA бернессит диагностируется, напротив, очень легко, по наличию сетки слабых и сильных рефлексов, расположенных по псевдогексагональному закону [16].

Еще одним важным признаком гидротермальности является обедненность основных марганцевых минералов никелем ($0,0n\%$), а также, по-видимому, медью и кобальтом, что следует из валового анализа химического состава корок (полуколичественное определение Cu и Co в отдельных частицах марганцевых минералов энергодисперсионным микронзондовым анализом методически затруднено). Особенно важно отметить это для обычного 7 \AA бернессита. В отличие от тодорокита и 14 \AA бернессита он довольно часто встречается в пелагических железомарганцевых конкрециях диагенетического типа, является продуктом дегидратации бузерита-I и всегда содержит заметную ($> 1\%$) примесь никеля и меди [13].

И наконец, само строение рудных образований I и II типов и обогащенной марганцем нижней части корок III типа — отсутствие отчетливой слоистости, массивность и мощность марганцевых скоплений — все это отличает их от седиментационно-диагенетических железомарганцевых образований и является следствием быстрой скорости осаждения марганца из растворов.

Корки и конкреции III типа имеют более сложный генезис. Нижняя часть, обогащенная марганцем, обладает всеми характерными признаками гидротермальности. Верхние же тонкослоистые части корок несут на себе черты затухания действия гидротермального источника и преобладания гидрогенного привноса рудных компонентов. Об этом свидетельствуют тесная ассоциация гидроксидов Fe и Mn, выражающаяся в присутствии Mn-фероксигита, а также появление таких характерных для седиментационных и седиментационно-диагенетических Fe—Mn рудных образований минералов, как X-фаза, Fe-вернадит, асболан-бузерит, бузерит-I и бузерит-II [13, 14] и обогащенность последних трех минералов никелем.

Если попытаться связать все три типа воедино и проанализировать выявленные пространственные и временные взаимоотношения различных минеральных фаз и их агрегатов, то можно представить себе следующую схему отложения минеральных ассоциаций в процессе эволюции гидротермального раствора (его смешения с морской водой, изменения pH и Eh и постепенной последовательной разгрузки). При приближении к поверхности низкотемпературные кислые растворы, несущие Fe^{2+} , Mn^{2+} и Si, взаимодействуют с морской водой. При этом их pH и Eh повышаются и начинается осаждение Fe и Si в виде нонtronита. Дальнейшее окисление растворов ведет сначала к окислению Fe^{2+} до Fe^{3+} и образованию Fe—Si стекло-видных прожилков, а затем к осаждению Mn в следующей последовательности: тодорокит — тодорокит + 14 \AA бернессит — 7 \AA бернессит. Эта последовательность обусловлена наблюдаемыми взаимоотношениями минеральных фаз и имеет характер тенденции, в которой существуют различные отклонения (например, образование бернесситовых глобул в корке со ст. В17-46 до осаждения тодорокита и 14 \AA бернессита), связанные, видимо, с локальными вариациями физико-химических условий. После затухания гидротермальной деятельности начинает активно проявляться действие гидрогенного (образование Fe-вернадита и Mn-фероксигита) и диагенетического (осаждение обогащенных никелем асболан-бузерита и бузерита-I) привноса рудных компонентов, а также процессов постседиментационного микробиологического преобразования марганцевых минералов (процесс вернадитизации тодорокита и 7 \AA бернессита). При этом не исключается, что источником Fe и Mn является подводная вулканическая и гидротермальная деятельность. Однако в этом случае путь их к месту осаждения более долгий и опосредован через морскую воду, где условия благоприятны для образования тончайших сростаний гидроокислов Mn и Fe. Кроме того,

более длительное пребывание минеральных частиц в морской воде способствует обогащению их примесными катионами.

В пользу преимущественно гидротермального генезиса рассмотренных Fe–Mn-конкреций и корок говорят и данные их валового химического анализа, приведенного в работе [4]. Такой вывод основывается, во-первых, на широких вариациях марганцевого модуля, что является характерной чертой для районов развития подводных эксгалационнно-гидротермальных процессов [2, 3, 11], и, во-вторых, на низких по сравнению с океаническими седиментационно-диагенетическими Fe–Mn-рудами содержаниях малых (Co, Ni, Cu) элементов, в результате чего точки, соответствующие их составу на треугольной диаграмме Fe–Mn–(Ni + Co + Cu) × 10 [23], ложатся в зону (или очень близко) гидротермальных образований.

* * *

Результаты изучения морфологии, внутреннего строения, минерального и химического состава железомарганцевых образований Курильской островной дуги свидетельствуют об их преимущественно гидротермальном генезисе (гидрогенное осаждение рудного материала происходило только на последних этапах их формирования). Практически повсеместная пространственная приуроченность их к активному вулканическому району (в общем) и подводным вулканическим объектам (в частности) подтверждают предположение Г.П. Авдейко и С.Г. Краснова [1] о широком развитии в исследуемом регионе подводной гидротермальной деятельности.

Важно при этом отметить, что железо и марганец крайние, замыкающие члены в последовательном ряду выделения рудных элементов из гидротермальных растворов в ходе морского вулканогенно-осадочного рудоотложения: Cu–Cu, Zn–Zn, Pb–Ba–Fe–Mn [19]. Поэтому Fe–Mn-конкреции и корки как конечный субстрат подводной гидротермальной деятельности не могут характеризовать ее в полном объеме. Процесс вулканогенно-осадочного рудообразования более значителен, нежели можно предполагать, основываясь только на результатах опробования и изучения Fe–Mn-отложений исследуемого района.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26–30.
2. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
3. Гавриленко Г.М. Подводный вулкан Эсмеральда и связанное с ним железомарганцевое рудообразование // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 51–55.
4. Гавриленко Г.М., Храмов С.В. Железомарганцевые образования подводных склонов Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 97–100.
5. Горшков А.И., Богданова О.А., Сивцов А.В. Петрография и минералогия рудных образований рифта Таджура // Геология рифта Таджура. М.: Наука, 1987. С. 299–306.
6. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Под ред. И.О. Мурдмаа, Н.С. Скорняковой. М.: Наука, 1986. 340 с.
7. Лазур Ю.М., Варенцов И.М., Ермилов В.В. Рассеянная Mn–Fe–Ti–Cu–Zn-минерализация в гидротермальных и пелагических осадках зоны Галапагосского рифта (70-й рейс бурового судна "Тломар Челленджер") // Геохимия. 1986. № 2. С. 170–177.
8. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
9. Овчинников Л.Н. Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 36–47.
10. Орлов А.А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 101–106.
11. Скорнякова Н.С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 190–240.
12. Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 430–434.

13. Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В. Минеральный состав и внутреннее строение Fe–Mn-конкреций из зоны разломов Кларифон-Клиппертон // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 91–100.
14. Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В. Внутреннее строение и минеральный состав океанических конкреций седиментационного типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 88–97.
15. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. О вернадите // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 6. С. 5–19.
16. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В. О новых минеральных фазах океанических марганцевых микроконкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 83–90.
17. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 86–95.
18. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Дубинина Г.А. Биогенное образование вернадит-ферросигитовых ассоциаций: тез. XIII Всес. школы по морской геологии. М.: ИОАН СССР, 1988.
19. Чухров Ф.В., Штеренберг Л.Е., Горшков А.И. и др. О природе 10 А марганцевого минерала Fe–Mn океанических конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 33–41.
20. Штеренберг Л.Е., Дубинина Г.А., Степанова К.А. Образование стяжений уплощенной формы // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 166–181.
21. Штеренберг Л.Е., Горшков А.И., Дубинина Г.А. и др. Образование тодорокита и бернесита в Fe–Mn конкрециях Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 94–98.
22. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 125–128.
23. Bonatti E., Zebri M., Kay R., Rydell H.S. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading center // Bull. Amer. Geol. Soc. 1980. V. 87. P. 83–94.
24. Grill E.V., Chase R.L., Macdonald R.D., Murray J.W. A hydrothermal deposits from Explorer Ridge in the northeast Pacific Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. № 1. P. 142–150.
25. Harder H. Nontronite synthesis at low temperatures // Chem. Geol. 1979. V. 18. P. 169–180.
26. Moorby S.A., Cronan D.S. The geochemistry of hydrothermal and pelagic sediments from the Galapagos Hydrothermal Mounds Field. DSDP, Leg 70 // Miner. Mag. 1983. V. 47. № 344. P. 291–300.
27. Moorby S.A., Cronan D.S., Glasby G.P. Geochemistry of hydrothermal Mn-oxide deposits from the S.W. Pacific island arc // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. P. 433–441.
28. Schrader E.L., Rosendahl B.R., Furbish W.J., Mathey D.P. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal and pelagic sediments from the mounds Hydrothermal Field, Galapagos spreading center: DSDP, LEG 54 // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 3. P. 918–928.
29. Siegel M.D., Turner S. Crystalline todorokit associated with biogenic debris in manganese nodules // Science. 1983. V. 219. № 4581. P. 172–174.
30. Thompson G., Mottle M.J., Rona P.A. Morphology, mineralogy and chemistry of hydrothermal deposits from the TAG area, 26°N Mid-Atlantic Ridge // Chem. Geol. 1985. V. 49. № 1–3. P. 243–257.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР, Москва

Институт океанологии АН СССР, Москва

Институт вулканологии ДВО АН СССР,
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
20. VI. 1988

УДК 553.64 (571.6)

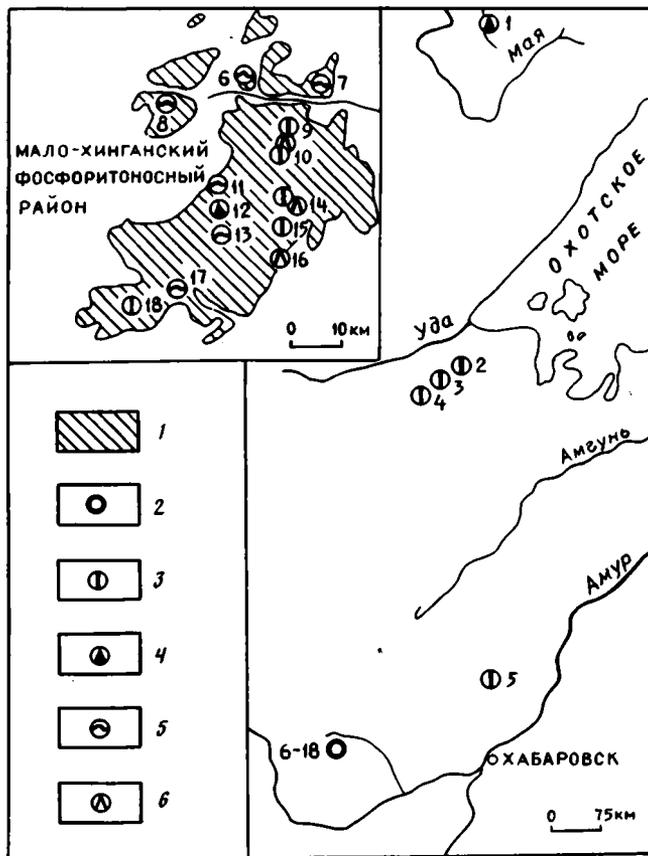
Нагорный В.А.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИНЪЕКЦИОННО-КОНВОЛЮТНЫЕ ФОСФОРИТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Излагаются представления о происхождении фосфоритов Дальнего Востока, образовавшихся в условиях нестабильного тектонического режима. На основе предложенного механизма формирования впервые выделен новый литолого-генетический тип фосфоритов, связанный с тиксотропно-деформационными преобразованиями фосфатных осадков. Выделяются четыре основные разновидности фосфатных образований, возникновение которых обусловлено постседиментационными процессами: прожилково-брекчиевые, диапирово-капельные, конволютно-складчатые и "взломанно"-слоиковые. Показано, что инъекционно-конволютное перераспределение фосфатов во вмещающих породах всегда имеет негативную направленность, приводящую к разубоживанию первично-осадочных фосфатных накоплений. Картирование таких залежей при геологоразведочных работах с традиционными представлениями о их стратиформности может привести к крупным ошибкам.

Среди древних фосфоритов азиатской части СССР и сопредельных стран широко развиты фосфориты без признаков седиментации в водной среде, и наоборот, с признаками постседиментационного происхождения. Одной из наиболее явно выраженных разновидностей постседиментационного характера являются прожилково-брекчиевые образования, которые описаны на Малом Хингане [2, 12, 16], в Удско-Шантарском фосфоритоносном бассейне [13], Китае [2], а за пределами Дальнего Востока на многих проявлениях Алтае-Саянской складчатой области [4, 10], в Аксу-Байлюстинской зоне Северного Казахстана [1]. Происхождение этих фосфоритов, невзирая на их наложенный характер, часто связывалось с седиментационными процессами [14, 17, 18], с подводно-волновыми в результате сейсмо толчков брекчиями [9]. Другие исследователи, отмечая своеобразие этих брекчий, связывали их с карстообразованием [16], с субэвральными корами выветривания [12], гидротермальным карстом [13], метасоматическими процессами [4], катагенетическими преобразованиями [10]. Предметом острых дискуссий является происхождение и других разновидностей фосфоритов с неявно выраженными признаками седиментации в водной среде. В существующих литолого-генетических классификациях фосфоритов инъекционно-конволютный тип до сих пор не выделялся. Вместе с тем образования, возможно, принадлежащие этому типу, широко распространены.

Проведенное автором изучение в 1979–1988 гг. фосфоритов Буреинского массива, в частности Малого Хингана (фиг. 1), Юдомо-Майского прогиба, а также знакомство с каменным материалом Удско-Шантарского фосфоритоносного бассейна (УШБ) в коллекциях Г.В.Роганова и Л.П.Соболева позволило получить фактический материал, который не укладывается в рамки перечисленных выше представлений об их происхождении. Остановимся на основных моментах, характеризующих постседиментационные фосфориты Дальнего Востока. Для всех разновидностей данной группы характерно присутствие так называемого микрофосфоритового бесструктурного фосфата, находящегося в тех или иных текстурно-



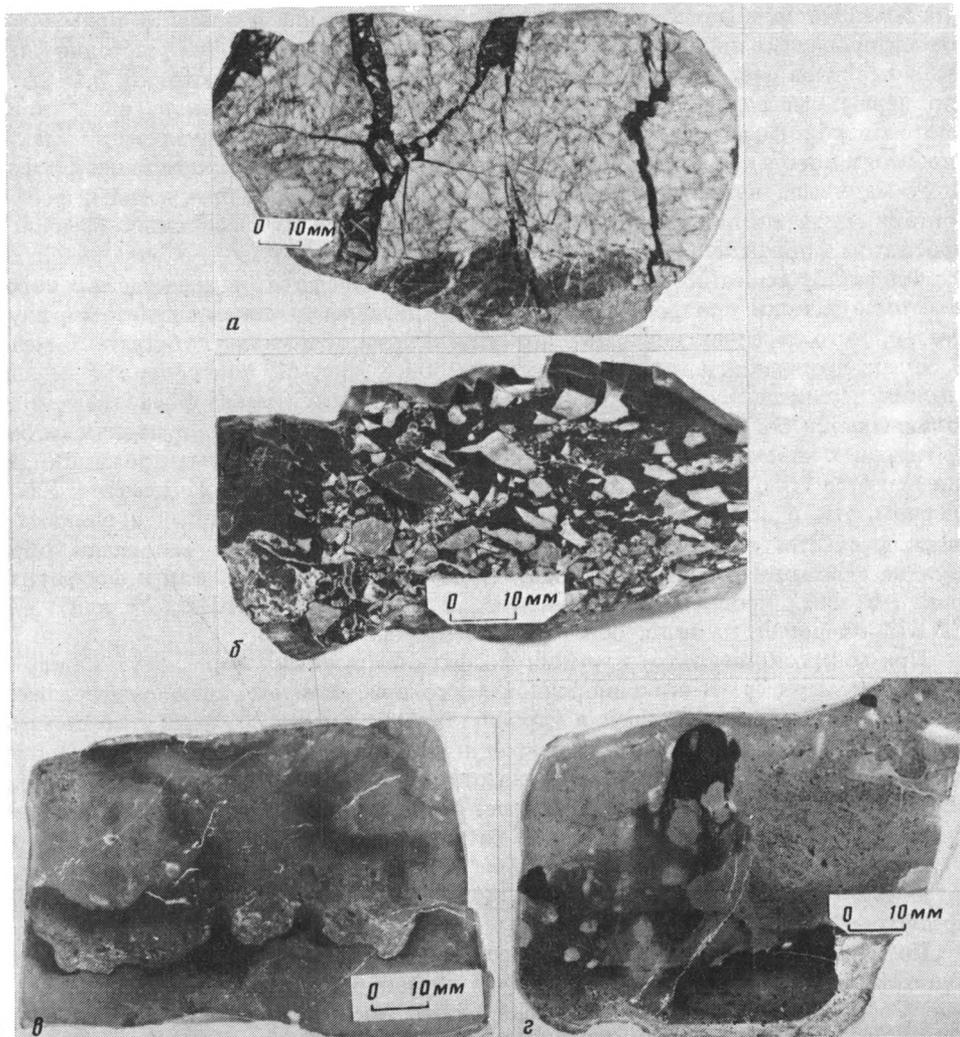
Фиг. 1. Схема размещения проявлений и месторождений инъекционно-конволютных фосфоритов на Дальнем Востоке

1 – фосфоритовмещающий комплекс рифей-кембрийских отложений Малого Хингана; проявления и месторождения фосфоритов: 2 – без расчленения, 3 – прожилково-брекчиевых, 4 – диапирово-капельных, 5 – конволютно-дислоцированных, 6 – “взломанно”-слоистых. Названия месторождений и проявлений (цифры на карте): 1 – Горбинское, 2 – Нельканское, 3 – Нимийское, 4 – Лагапское, 5 – Сельгонское, 6 – Бираканское, 7 – Лондоковское, 8 – Кимканское, 9 – Северо-Мурандавское, 10 – Бурунбавское, 11–13 – Дитурское, 14 – Новодитурское, 15 – Тигровая Падь, 16 – Гремучинское, 17 – Ромашка, 18 – Биджанское

структурных взаимоотношениях с петрологической основой. Выделяется несколько разновидностей таких пород.

Прожилково-брекчиевые фосфориты представляют собой сложные тела груболинзовидной, лентовидной или неправильной, в том числе столбообразной формы, контролирующиеся поверхностями наслоения, часто с постепенными переходами в бесфосфатные породы, граница с которыми улавливается лишь опробованием. Линейные размеры этих тел составляют от первых десятков до нескольких сотен метров. По простиранию наблюдаются пережимы.

Фосфатные выделения в таких породах представляют собой сложные переплетения прожилковидных включений фосфатного, реже карбонатно-фосфатного и кремнисто-фосфатного состава. По периферии тел – редкие выделения фосфата в виде неправильных маломощных с раздувами прожилков, прихотливо ориентированных во вмещающих породах с частотой от 2–3 до 10–15 на 1 м (фиг. 2, а). Толщина прожилков от долей до первых сантиметров. В местах сгущения и утолщения прожилков породы субстрата дезинтегрированы фосфатом на остроугольные обломки размером от долей миллиметра до десятков сантиметров (см.



Фиг. 2. Инъекционные фосфатные образования

а – прожилковые (черное – фосфат, серое – доломит); *б* – брекчиевые (черное – фосфат, серые и светло-серые – обломки доломитов, Бурунбавское проявление, Малый Хинган); *в* – диапировые; *г* – капельные (черное – фосфат, темно-серое – фосфатно-известковый материал, серое – известняк, Горбинское проявление, Юдомо-Майский прогиб)

фиг. 2, б). Полевые наблюдения показывают, что прожилковые включения, по сути дела, представляют собой штокверки. Субстратом для прожилковых систем являются светлые массивные доломиты и известняки (на Малом Хингане и Ванданском хребте) или белые микрокварциты (УШБ).

На участках, где жильный материал преобладает, порода приобретает брекчиевую структуру. В некоторых случаях образования такого типа переполнены мелкими угловатыми обломками или округлыми (онколитовыми?) зернами доломита при полном отсутствии крупных обломков. Иногда обломки субстрата окаймляются кремнистыми или карбонатными оторочками. Содержание P_2O_5 в прожилково-брекчиевых образованиях колеблется от долей процента до 36,4% на мощность 0,5 м и прямо зависит от количества фосфатного цемента, большей частью находящегося в резком подчинении к "обломкам". К прожилково-брек-

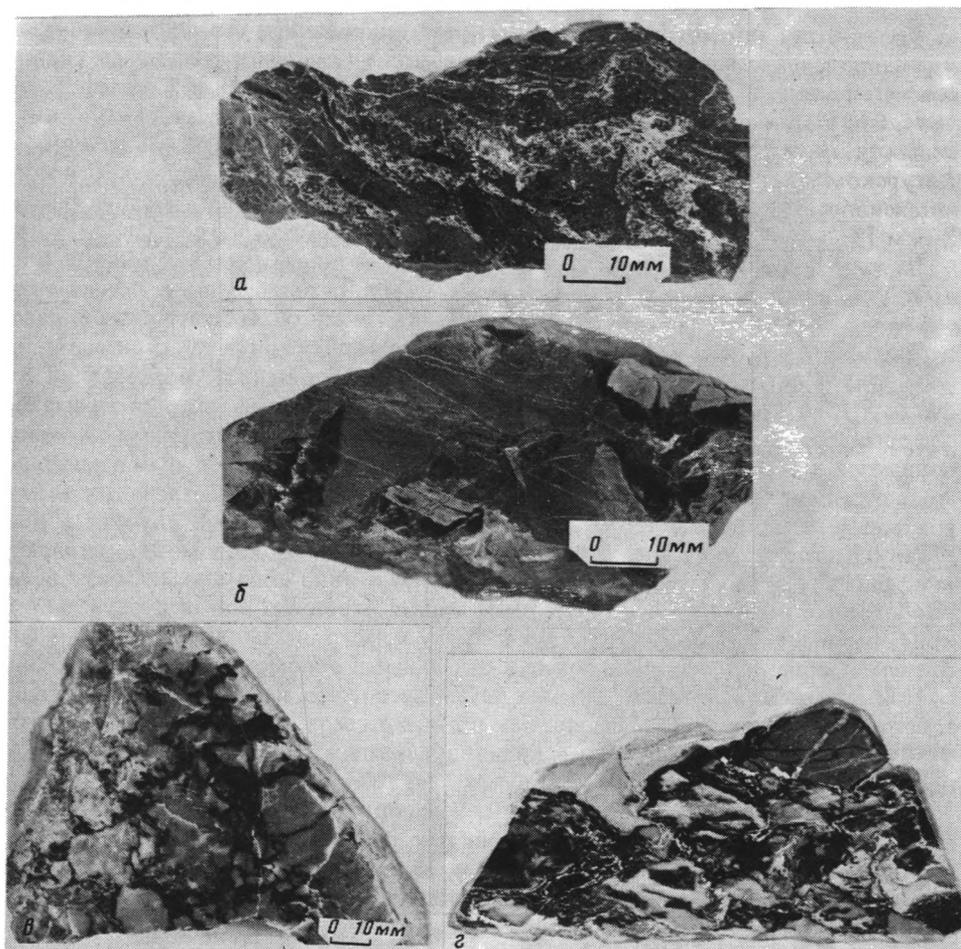
чиевым системам довольно часто (по простиранию или в кровле) примыкают ориентированные вдоль наслоения быстро выклинивающиеся (на расстоянии первых десятков метров) прослой и линзовидные тела мощностью от 0,1–0,5 м до первых метров с тонким ритмичным чередованием слоев серого цвета фосфатного и фосфатно-карбонатного состава. Степень индивидуализации в таких прослоях довольно низкая, что выражается в очень тонком прорастании фосфатного материала пелитоморфным карбонатом. С прожилково-брекчиевыми фосфоритами часто ассоциируют и залежи седиментационных фосфатных брекчий с фосфатом в обломках.

Фосфатное вещество прожилково-брекчиевых фосфоритов представляет собой макроскопически однородную черную с различными оттенками пелитоморфную массу, часто переполненную мелкими угловатыми обломками субстрата. В мало-мощных прожилках фосфат, как правило, более "чистый" и не содержит механических примесей. На некоторых проявлениях Малого Хингана фосфатные жилы окаймляются большим количеством очень тонких дендритовых практически бесфосфатных известковых прожилков черного цвета. Аналогичные прожилки пронизывают и обломки доломитов, заключенных среди фосфатного цемента. Как в первом, так и во втором случае отчетливо видно, что прожилки проникают в породы субстрата снаружи со стороны жильного фосфатного материала, образуя на контакте с последним зоны максимальной пропитки. Как в фосфорите, так и в зонах пропитки, установлен $S_{орг}$ в количестве 0,10–0,82% или 1,77–15,67% в пересчете на бескарбонатную часть породы.

При микроскопическом изучении фосфат обнаруживает коричневую или грязно-серую окраску. В его однородной массе присутствуют подчиненные тонкие включения кварца, обособления карбоната, зерна пирита. Фосфат слабо раскристаллизован, почти изотропен и только в приконтактных зонах гранитных интрузий приобретает явно выраженную анизотропию. Контакты с вмещающими породами в целом резкие, прямолинейные, хотя при больших увеличениях видны реакционные извилистые границы фосфата и карбоната. Микроскопические включения карбоната непосредственно в фосфате часто имеют кристаллографические очертания и лишь иногда неправильную с бухтообразными проникновениями фосфата форму.

По характеру взаимоотношений фосфатных включений и вмещающих пород однозначно решается вопрос о наложении первых на уже литифицированные осадки. Об этом прежде всего свидетельствует их секущий характер по отношению к напластованию, наблюдавшаяся, в частности, фосфатизация трещин кливажа, рассечение, а иногда и раздвигание жилами различных текстурных элементов.

Диапирово-капельные фосфориты. Текстуры, которые можно трактовать как диапировые, в фосфоритах установлены автором в отложениях пестроцветной свиты нижнего кембрия в бассейне р. Юдомы. Фосфатная минерализация приурочена к верхней части свиты и наблюдается в виде тонких (0,5–2 см) слоев микрофосфоритового фосфата, переслаивающихся с прослоями массивных зеленовато-серых глауконитовых известняков (3–10 см). На поверхностях напластования известняков развиты знаки ряби интерференционного типа с высотой валиков 1–2 см и интервалом между ними 5–8 см. В известняках широко распространены зерна глауконита, приуроченные преимущественно к межгребневому пространству знаков ряби. Отмечаются конкреции пирита. Фосфатные образования в виде корок облекают неровную поверхность подстилающих известняков и прослеживаются на всем видимом (10–20 м) пространстве обнажений. На отпрепарированных плитах можно наблюдать такие бугорчатые корки черного глянцевого на поверхности фосфата. Часть из них, возможно, представляет собой хардграунды, но на многих устанавливаются текстуры постседиментационных деформаций. На поперечных срезах нередко видны внедрения фосфата, которые располагаются преимущественно над гребнями знаков ряби как бы увеличивая амплитуду последних (фиг. 3, а). Знаки внедрения принимают форму



Фиг. 3. Конволютные дислокации в фосфоритах Малого Хингана

a – лежащая микроскладка (темно-серое и серое – фосфат, светло-серое – кремнисто-глинистый материал, проявление Ромашка); *б* – разорванные слои и “колобки” фосфатного (темно-серые) и доломитового (светло-серые) состава (проявление Бурунбаевское); *в* – конволютные псевдобрекчии; *г* – чешуйчатые “гомогенизированные” псевдобрекчии (черное – фосфат, все остальное – известняк, проявление Дитурское)

неправильных вертикальных или наклоненных отростков высотой до 3–5 см. Иногда они достигают вышележащей поверхности напластования и даже пробивают последнюю. В межгребневом пространстве при этом мощность фосфатных корок неравномерно сокращается вплоть до их полного исчезновения. С отдельными слойками связаны каплевидные включения размером до 5–15 мм, отстоящие от нижележащих прослоев фосфата на расстоянии нескольких сантиметров. Характерно, что последние на таких участках весьма маломощны (менее 1 см), характеризуются “облачной” (псевдообломочной) структурой прилегающих известняков. Аналогичная псевдообломочная структура отмечена на участках кратчайшего расстояния между каплевидными включениями и подстилающими корками фосфата (см. фиг. 2, б).

На Малом Хингане диапировые и каплевидные включения отмечались в слоях конволютно-дислоцированных фосфатно-карбонатных пород (Бурунбаевское и Дитурское проявления).

Конволютно-складчатые фосфориты. Дислоцированные фосфатные образования с внутрислоистыми нарушениями слоев, образующими сложные системы миниатюрных складок, наблюдались на ряде проявлений Малого Хингана (Дитурское, Бираканское, Кимканское, Ромашка). Эти нарушения независимо от интенсивности не вызывают деформаций поверхности почвы и кровли пластов. На Дитурском проявлении в составе фосфатной пачки имеется несколько пластов интенсивно дислоцированных фосфатно-карбонатных пород мощностью до 2–3 м [8].

На других проявлениях дислокации затрагивают лишь отдельные части пластов, прослоев фосфатных пород. Деформации весьма разнообразны и представлены сложнислоцированными системами ундуляций слоев, миниатюрных складок, переходящих в комплексы диапировых, веерообразных или лежащих складок (см. фиг. 3, а). Иногда среди последних отмечаются "соплювидные" образования (см. фиг. 3, б). Некоторые слои (доли сантиметра) микрофосфоритового фосфата в деформированных участках сохраняют непрерывность на некотором расстоянии и поддаются прослеживанию. Последние характеризуются значительным изменением мощностей, утолщаясь в шарнирах микроскладок. Величина отдельных элементов микроскладок обычно не превышает 10 см. В некоторых случаях в плоскости пластов породы приобретают "чешуйчатое" псевдообломочное строение" (см. фиг. 3, в), переходящее сверху или снизу в явно обломочные образования. Карбонатные обломки последних, имея весьма неровную или округлую форму, конформно приспособляются друг к другу и часто окаймляются рваными фосфатными включениями, в том числе и отдельными обломочными (см. фиг. 3, в).

При микроскопическом изучении установлено, что несмотря на дислокации, собственно фосфатные включения, как и в прожилково-брекчиевых фосфоритах, отличаются значительной степенью индивидуализации. Содержание P_2O_5 в таких породах весьма изменчиво и составляет от 1 до 20%.

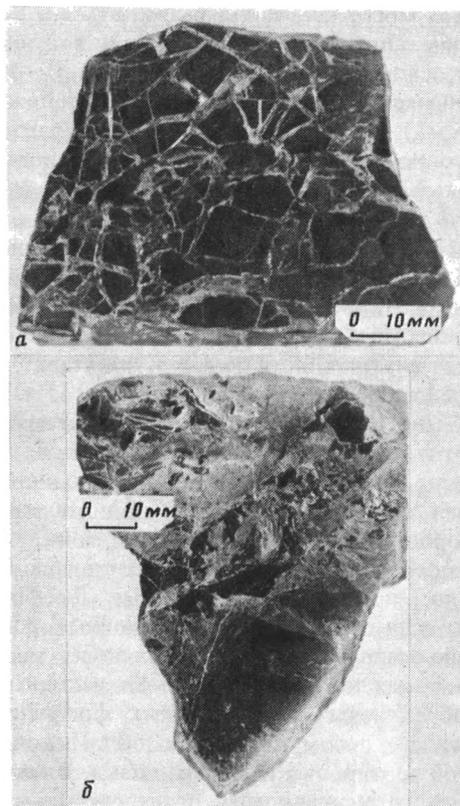
"Взломанно"-слоистые фосфориты. Фосфориты, сложенные преимущественно взломанными (нарушенными) слоями фосфоритов, наблюдались только в лондоковской свите рифея на Малом Хингане (проявления Гремучинское, Бурунбавское и др.). Единичные обрывки слоев фосфата встречались и на многих других проявлениях.

В лондоковской свите фосфатные образования представлены циклично переслаивающимися слоями брекчиевых известковых фосфоритов и параллельно слоистых глинистых известняков. Мощность циклитов от 0,1 до 3–6 м, а суммарная мощность циклотем достигает нескольких десятков метров.

Собственно фосфоритовые включения представляют собой разнонаправленные черные плоские обломки слоев толщиной от долей сантиметра до 3–5 см. В некоторых циклитах фосфориты сохраняют форму слоя, но разбиты при этом на полигональные обломки (в плане) размером 3–5 см системой трещин шириной 5–8 мм, напоминающих трещины усыхания (фиг. 4, а). Иногда на коротком (15–20 см) интервале можно проследить переход от недеформированного слоя через разбитые трещинами с незначительными смещениями образования в фосфатно-карбонатные брекчии. Обломки в таких брекчиях являются частями разорванных и перемещенных фосфатных слоев. Сечения обломков прямоугольные, иногда дугообразно изогнутые, саблевидные, неправильно деформированные (см. фиг. 4, б). Фосфатные включения в таких породах представлены микрофосфоритовыми параллельно-слоистыми фосфоритами. Слоистость последних обусловлена чередованием тонкозернистого карбоната и монофосфата или карбоната и фосфатно-карбонатных (иногда кремнисто-фосфатных) слоев. Слоистость неравномерная, мощность фосфатных слоев от 2 мм до 2, реже 4–5 см. Карбонатные слои обычно более мощные по сравнению с фосфатными.

При микроскопическом изучении фосфат обнаруживает микротонкослоистое строение, обусловленное различной послойной насыщенностью весьма тонкозернистым карбонатом.

Фиг. 4. "Взломанно"-слои-
 ковые фосфориты
 а - брекчии сокращения
 объема в плоскости слоя
 (проявление Гремучин-
 ское); б - брекчии с
 разнонаправленными об-
 рывками слоев фосфата
 (Бурунбавское проявле-
 ние). Черное - фосфат,
 серое - известковый доло-
 мит



Обсуждение результатов. Рассмотренные фосфориты, отличаясь большим разнообразием текстурно-структурных разновидностей, имеют много общих черт. Прежде всего все они сложены черным (углеродистым) весьма тонко- и криптозернистым (микросфоритовым) фосфатным веществом с примесью карбоната и кварца. Предполагается, что микросфоритовые фосфаты [11] происходят за счет отложения из морской воды фосфатных илов-коагулятов. Однако в таких бассейнах, как Хубсугульский, Янцзы, Флорида и др. они обладают нормально седиментационной параллельной, иногда градационной слоистостью, отсутствием дислоцированности, что характерно для низкоэнергетических обстановок осадения. Окраска "глинистых" фосфатов зависит от условий среды, в частности черные фосфатные илы, обогащенные тонким дисперсным органическим материалом, накапливаются в восстановительных условиях.

Допустив, что микросфоритовые фосфориты Дальнего Востока суть отвердевшие илы, мы не находим признаков их непосредственного отложения на морском дне. Очевидно, механизм их фиксации в осадках отличался своеобразием. Наиболее вероятно, что фосфатные илы, накопившись в определенных зонах как нормальные осадки, в силу своей дисперсности и влагоемкости длительное время, в том числе и под прикрытием накопившихся выше осадков, обладали тиксотропными свойствами (т.е. способностью к быстрому ожижению и отвердению в результате механического воздействия).

Тиксотропные превращения в терригенных осадках являются широко распространенным явлением [3], что особенно характерно для зон осадконакопления с значительным наклоном морского дна, где осадок, находясь вблизи критической точки равновесия, образует своего рода спусковые системы. Рыхлоупакованные осадки, построенные из частиц размером менее 1 мкм, под влиянием резкого

импульса могут спонтанно разжижаться и также быстро возвращаться в твердое состояние. Оптимальные условия для возникновения тиксотропных явлений имеются у осадков при содержании воды 50–70%. Ожиженные осадки, обладающие пльвунными свойствами, имеют пониженную плотность скелета (1,14–1,58 г/см³), повышенные пористость и влагоемкость, малые или даже очень малые водопроницаемость и водоотдачу; в условиях естественного залегания, обладают очень малым сопротивлением сдвигу. Угол их естественного откоса изменяется от 3 до 9° [7].

Быстроожиженные осадки подвергаются различным деформациям как на поверхности дна, так и под прикрытием вышележащих, в том числе консолидированных, осадков. Под прикрытием особенно широко развиваются инъекционные и конволютные дислокации, приводящие к значительному перераспределению вещества внутри толщи осадков, что ставит их в ряд важных геологических агентов переноса.

Вероятно, в момент спонтанного ожигения фосфатных илов, вызванного каким-то механическим импульсом при наличии соответствующего давления (например, при подвижках оползней, олистолитов в результате сейсмолотчков), материал илов интродуцировался под давлением вышележащих масс во вмещающие породы, выполняя системы трещин уже консолидированных осадков или в межслоевое пространство менее отвердевших пород. Таким путем образовались, очевидно, прожилково-брекчиевые фосфориты Малого Хингана. Возникает вопрос: если существуют инъекционные фосфатные системы, то куда же делись первично-осадочные залежи, каково их место в общем процессе? Практически рядом с каждой такой системой находятся залежи обломочных брекчиевых, конглобрекчиевых, гравелитовых фосфатных накоплений, в которых фосфат представлен преимущественно обломками различной размерности без определенной сортировки и ориентировки. В мелкообломочном карбонатном цементе присутствуют неправильные пятна, сгустки плохо индивидуализированного фосфата. По-видимому, именно из таких залежей выжимался ожигенный фосфат в прилегающие трещинные системы. Первоначально в фосфатных илах присутствовали и аллотигенные включения фосфатов (интракласты по С. Риггсу) различных степеней консолидации или литификации. В силу силовых свойств обломочной составляющей отжималась только ожигенная иловая часть. Твердые включения фосфата и карбоната могли внедряться только в близлежащие наиболее раскрытые трещины; большей частью они оставались в первично-осадочных телах. При отвердевании в трещинах фосфатные илы по тонким нитевидным порам и микротрещинам сбрасывали в окружающую среду жидкую фазу, представленную водно-битумной суспензией (?), вследствие чего возникли дендритовидные диффузионные шлейфы.

Подсчеты показывают, что линейные размеры штокверков могли возрастать по сравнению с "материнскими" телами на один, а объемы соответственно на два-три порядка с соответствующим снижением содержаний P_2O_5 . В то же время сами первично-осадочные тела сокращались в 1,5–2 раза. Учитывая, что в настоящее время мощность залежей составляет преимущественно от 0,5 до 16 м, вероятная ширина тел прожилково-брекчиевых фосфатных пород, следовательно, может составлять 5–160 м, что согласуется с полевыми наблюдениями.

Возникновение поглощающих трещинных комплексов было независимым от фосфоритообразования. По периферии рудных тел или вне всякой связи с последними нередко можно наблюдать штокверки жил, выполненные черным кварцевым или фосфатно-кварцевым материалом. Кварц, как правило, гребенчатый, ориентирован перпендикулярно к стенкам прожилков, что свидетельствует о выпадении его уже в раскрытых трещинах из иловых вод, отжатых за пределы фосфогенных систем. В непосредственной близости от фосфатных залежей на Малом Хингане очень широко развиты так называемые узорчатые доломиты, представляющие собой доломиты прожилково-брекчиевой текстуры с прожил-

ками, инкрустированными гребенчатым крупнокристаллическим доломитом. Трещинные системы с фосфатом, кварцем и доломитом возникли в результате однотипных процессов и отличаются только выполнением. Форма проявлений, некоторая "стратифицированность" и одновременно секущий характер являются для них характерными. Различия, по-видимому, состояли в том, что первые (фосфатные и кварцевые) были полуоткрытыми и связанными с приповерхностными, в том числе фосфатными илами, а вторые — закрытыми, не связанными с иловыми водами. Сами трещины, вероятно, возникли в результате сокращения объема в процессе обезвоживания или магнезильного (на Малом Хингане) и кремнистого (УШБ) метасоматоза первоначально известковых илов. Об этом свидетельствует очень редкое развитие описанных прожилков в известняках, более широкое — в доломитах и довольно широкое — в кварцитах.

В непосредственной близости от тел прожилково-брекчиевых фосфоритов, обычно несколько выше по разрезу, часто картируются тела карбонатных конглобрекчий, по-видимому, оползневого происхождения. Для них характерен известковый черный микритовый материал цемента, в отличие от доломитовых светлых обломков, резкое преобладание цемента, отсутствие сортированности обломков и наличие отдельных крупных глыб-отторженцев. В УШБ в кровле фосфатоносных отложений широко развиты олистостромовые образования [6].

Резюмируя вышесказанное, необходимо отметить, что вопросы генезиса прожилково-брекчиевых фосфоритов многими исследователями трактовались без учета фактического материала из-за слабой изученности фосфатных залежей и отсутствия описанных примеров инъекционных фосфоритов в литературе. В некоторых случаях [9, 13] завышалась роль эпигенетических преобразований, приводящих якобы к значительной переработке "первичных" залежей, "размазыванию" фосфата во вмещающих породах. Примером точек зрения, связывающих такие фосфаты с корами выветривания, карстом, гидротермальным карстом, можно показать совершенное игнорирование проблемы черного цвета, углеродистости фосфатов. На обширном фактическом материале можно доказать, что всякие эпигенетические преобразования (не исключая катагенетические, метаморфические, гидротермально-метасоматические, карстовые, коры выветривания) ведут к фракционированию, самоочистке или наоборот — к пестрому окрашиванию (в субэаральных процессах), окристаллизованности фосфатов и достаточно хорошо узнаются в любых типах фосфоритов Дальнего Востока. Катагенетическое растворение под давлением, в частности, приводит к перекристаллизации фосфатов с выделением флюорита [15].

Более прогрессивной можно считать точку зрения об осадочно-метасоматическом происхождении прожилково-брекчиевых фосфоритов, которая учитывает форму рудных тел, секущих слоистость. Действительно, замещение фосфатом карбонатных включений в цементе и в стенках трещин иногда можно предполагать по их реакционным "лапчатым" взаимоотношениям. Однако при этом метасоматическое отложение фосфатов по трещинным системам, глубоко проникавшим в породы цоколя, могло происходить лишь на фоне меняющегося химизма растворов, что неизменно должно было приводить к метасоматической зональности. Полевые наблюдения показывают, что микросфоровые фосфаты в различных частях залежей практически не различаются, а это свидетельствует в пользу проникновения в трещинные системы уже готового однородного материала, что возможно, лишь наделив его жидкими свойствами оживленного фосфатного ила-коагулянта. Проникая под давлением в трещины, он конечно мог входить в реакционные отношения с материалом стенок или выполнения трещин, но эти реакции, благодаря тиксотропным превращениям, вызывающим быстрое отвердевание осадков, соответственно быстро прекращались и поэтому могли иметь лишь подчиненное значение.

Диапирово-капельные фосфатные образования, описанные выше, связаны, вероятно, с тиксотропными превращениями фосфатных илов при ожигении

Литолого-генетическая классификация инъекционно-конволютных
тиксотропно-деформационных фосфоритов Дальнего Востока

Тектурно-структурные разновидности	Особенности петрологической основы	Примеры проявлений и месторождений
Прожилково-брекчиевые	Кварцитовые, доломитовые, известняковые	Лагаское, Нимийское, Нельканское (УШБ), Сельгонское (Ванданский хребет), Бурунбавское, Тигровая Падь, Дигурское (Малый Хинган)
Диapiroво-капельный	Известняковые	Горбинское (Юдомо-Майский прогиб), Дигурское (Малый Хинган)
Конволютно-складчатые	”	Дигурское, Бираканское, Ромашка (Малый Хинган)
”Взломанно”-слоистые	Известняковые, доломитовые	Гремучинское, Бурунбавское (Малый Хинган)

спонтанно на всей межслойной поверхности в неподвижных системах. Фосфатные илы под действием силы тяжести, гидростатического взвешивания и гидродинамического давления могли перетекать из одной части слоя в другую. При этом перераспределение напряжений приводило к внедрению оживленного материала в выше- или нижележащие осадки в местах наибольшей проницаемости и относительно меньшего давления, в результате чего на гребнях знаков ряби, где давление вышележащих слоев несколько меньше, образовались неправильные ”отростки” оживленного материала. В некоторых случаях материал отростков из-за его нехватки отрывается от материнского слоя, но не достигает вышележащего; так образуются капельные текстуры (см. фиг. 2, з).

Спонтанное оживление под прикрытием в разной степени консолидированных осадков ставит в очень неустойчивое положение все вышележащие образования и при малейших наклонах происходит проскальзывание пород кровли по отношению к подошве оживленного слоя, что приводит к усложнению путей перемещения оживленного илов. Диapiroво-капельные преобразуются в сложные складчатые формы. Параллельно-слоистые фосфатные илы с прослоями в разной степе-

Химический состав инъекционно-конволютных

Номера проявлений фосфоритов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
1	32,56	0,19	0,15	0,42	3,76	Не обн.	23,00	11,31
2	8,05	0,11	0,23	0,31	0,22	”	40,54	10,04
3	6,33	0,07	0,36	0,40	0,25	Следы	39,98	11,67
4	5,95	Не обн.	0,60	0,20	Не обн.	Не обн.	51,85	2,50
5	2,06	”	1,10	0,28	”	”	53,20	0,83
6	1,20	”	1,17	Не обн.	”	”	55,36	Не обн.
7	12,14	0,01	Не обн.	0,01	0,35	”	34,58	12,88
8	6,17	Не обн.	0,09	0,39	0,32	Следы	38,86	12,2
9	5,36	0,03	0,40	0,52	0,20	0,04	42,00	8,98
10	13,97	Не обн.	Не обн.	0,42	0,07	Следы	34,56	11,77

* 1-3 — прожилково-брекчиевые (проявление Тигровая Падь), 4-6 — конволютно-дислоцированные анализы выполнены в химической лаборатории ДВИМСа.

ни консолидации карбонатных осадков могут так деформироваться, что материал фосфатно-карбонатных пластов участками полностью перемешивается, образуя равномерно-чешуйчатые псевдобрекчии. На Дитурском проявлении пласты таких "гомогенизированных" фосфатно-карбонатных пород достигают мощности 2–3 м (см. фиг. 3, з); они переслаиваются с пластами конволютно-складчатых фосфатно-карбонатных пород, микросфороитовых фосфоритов (0,1–1,0 м) и белых массивных доломитистых известняков (3,0–6,0 м), рассеченных прожилками фосфата.

"Взломанно"-слойковые фосфориты лондоковской свиты в отличие от описанных выше разновидностей, связанных с ожижением и движением фосфатных илов в отвердевших вмещающих осадках, представляют собой, очевидно, результат деформации слоев с нестабильной плотностной слоистостью, когда хрупким является отвердевший перекрывающий слой (в данном случае фосфатный). В момент спонтанного ожижения подстилающего слоя, сложенного глинисто-карбонатными илами, верхний слой теряет опору и начинает распадаться. Вначале вышележащий отвердевший фосфатный слой в результате уменьшения объема разбивается трещинами синерезиса на полигональные обломки (фиг. 4, а), которые постепенно утопают в ожиженном грунте и остаются взвешенными в различных положениях в отвердевшем материале (см. фиг. 4, б). Многократное повторение слоев таких брекчий в разрезе отражает нормально-осадочную последовательность, в которой брекчии не являются седиментационными.

Описанные выше разновидности фосфоритов (табл. 1) наиболее распространены в древних комплексах Дальнего Востока. Из предложенной концепции происхождения вытекает вывод о двухэтапности формирования фосфоритов, включающий накопление хемогенным (биохемогенным?) путем и захоронение достаточно чистых тонкодисперсных фосфатных илов, а затем перераспределение их внутри в разной степени консолидированных осадков. Механизмы перераспределения обусловлены тиксотропными свойствами фосфатных или вмещающих известково-глинистых илов, которые вследствие возможности спонтанного ожижаться могут сохранять или восстанавливать текучесть и подвергаться различным деформациям. Судя по наблюдавшимся взаимоотношениям, намечается следующая последовательность отвердения илов: доломитовый → известковый → фосфатный → глинисто-известковый.

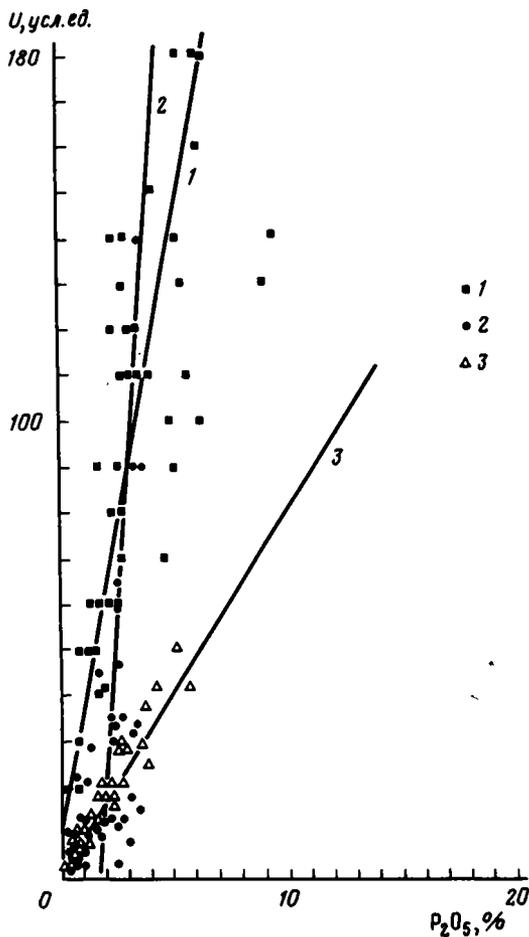
Химический состав (табл. 2) постседиментационных фосфоритов, связанных со строго определенными нишами первичной седиментации, отличается только

Таблица 2

фосфоритов Малого Хингана

K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	F	Σ	CO ₂	F/P ₂ O ₅
0,12	0,06	4,22	Не обн.	23,78	0,52	99,56	Не опр.	0,123
0,16	0,03	16,36	"	21,72	1,25	99,02	"	0,076
0,36	0,36	13,02	0,14	26,72	0,32	99,78	24,5	0,026
0,04	0,06	9,60	Не обн.	28,80	0,51	99,60	Не опр.	0,05
0,07	0,07	7,50	"	35,08	0,39	100,19	"	0,05
0,02	0,03	6,20	0,02	36,45	0,45	100,45	"	0,07
0,10	0,15	2,24	0,03	37,37	0,12	99,71	35,11	0,05
0,10	0,26	9,0	0,07	32,21	0,14	99,63	31,00	0,015
0,06	0,12	17,50	0,04	24,23	1,05	99,92	23,40	0,06
0,10	0,28	7,70	0,04	30,73	0,63	99,92	28,67	0,08

ванные (проявление Дитурское), 7–10 – "взломанно"-слойковые (проявление Гремучинское)



Фиг. 5. Соотношение содержания U и P_2O_5 в различных фосфатных породах Малого Хингана 1 – прожилково-брекчиевые фосфориты проявления Тигровая Падь; 2 – конволютно - дислоцированные фосфориты Дитурского проявления; 3 – "взломанно"-слойковые фосфориты Гремучинского проявления

компонентами, определяющими состав вмещающих пород, представленных тремя основными разновидностями (известняками, доломитами, кварцитами) или их сочетаниями. Распространение элементов-примесей в фосфоритах зависит от содержания органического вещества и степени его окисленности. Содержание урана (фиг. 5) наиболее низкое в относительно более окисленных фосфоритах, отвердевших в условиях длительной экспозиции на морском дне ("взломанно"-слойковые фосфориты лондоковской свиты). Более высокие содержания урана характеризуют прожилково-брекчиевые и конволютно-складчатые фосфориты, образовавшиеся из илов, сравнительно быстро перекрытых осадками и отвердевших в анаэробных условиях. Относительное распределение содержаний урана в фосфоритах Дальнего Востока, по имеющимся данным, представляется универсальным, что с успехом используется в практике поисков фосфоритов геофизическими методами. В целом для фосфоритов этой группы характерно повышенное содержание молибдена, реже свинца, олова, лития. Тесную корреляционную связь с фосфоритом во "взломанно"-слойковых фосфоритах обнаруживает иттрий и стронций, в прожилково-брекчиевых – медь, реже свинец. Следовательно, геохимические данные также свидетельствуют о меньшей окисленности (закрытости) последних по сравнению с "взломанно"-слойковыми фосфоритами.

Оценивая роль процессов перераспределения фосфатов во вмещающих породах, необходимо отметить в целом их негативную направленность, приводящую к значительному разубоживанию рудных накоплений, вплоть до их полного уничтожения.

Описанные фосфориты – инъекционно-конволютные образования, связанные с зонами осадконакопления, характеризующимися неустойчивым тектоническим режимом. Непосредственно инициатором их возникновения, по-видимому, служили сейсмотолчки, которые приводили к тиксотропным преобразованиям в фосфатных илах, их ожигению, возбуждали движение оползневых масс. В этом смысле необходимо отметить правоту Р.К. Пауль [9], связывающую некоторые особенности фосфоритов Горной Шории с землетрясениями.

Фосфатные илы и их инъекционно-конволютные производные могли образоваться в бассейнах краевых тектонически активных зон платформ, пери- и внутрикратонных прогибов, океанических поднятий, в отличие от зернистых, микрозернистых фосфоритов основных крупнейших фосфоритоносных бассейнов более стабильных областей платформенных массивов. Среди последних также имеются микрофосфоритовые фосфориты и, вероятно, их инъекционно-конволютные производные, но они, как правило, имеют подчиненное значение. В таких случаях разрезы фосфоритоносных пачек сильно усложняются, разветвляются и т.д.

Аккумулятивные "первичные" фосфатные накопления в общем виде в пределах бассейнов обладают стратифицированностью. Стратифицированное залегание имеют также некоторые разновидности инъекционно-конволютных образований: конволютно-складчатые, "взломанно"-слойковые и т.д., что никак не относится к инъекционным прожилково-брекчиевым системам. В последних многочисленные "пласты", картируемые при геологоразведочных работах в Алтае-Саянской области [4, 5] УШБ и на Малом Хингане, могут оказаться лишь результатом графической корреляции фосфатных интервалов.

Список литературы

1. Аладышев В.С. Литология фосфоритоносных отложений Аксу-Байлюстинской зоны на севере Казахстана // Литология и полез. ископаемые, 1981. № 2. С. 107–117.
2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 229 с.
3. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унгур Р. Седиментология, М.: Недра, 1980.
4. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1974. 182 с.
5. Еганов Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 135 с.
6. Загородных В.А. Меланж на Лагаском месторождении фосфоритов // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 120–124.
7. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. 480 с.
8. Нагорный В.А., Роганов Г.В. Новые данные о карбонатных фосфоритах и фосфатно-карбонатных породах в Приамурье // Фосфатоносные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 74–89.
9. Пауль Р.К. Литология и полез. ископаемые, 1982. № 6. С. 61–70.
10. Пауль Р.К. Об условиях образования горношорских фосфоритов // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 94–104.
11. Риггс Стенли Р. Петрология третичной фосфоритовой системы Флориды // Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир, 1983. С. 35–84.
12. Роганов Г.В., Оксенгорн Ф.С., Кузьмин Г.Д., Горбачева Г.Д. Фосфоритоносность Восточной рудоносной полосы Малого Хингана // Металлогения Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 102–112.
13. Роганов Г.В., Соболев Л.П., Мельник С.Я., Балданов Г.Б. Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн. Новосибирск: Наука, 1986. 168 с.
14. Ручкина Ю.Р., Арсеньев А.А. Вещественный состав и типы фосфоритов Удско-Шантарского района // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 36–38.
15. Соболев Л.П. Катагенетические преобразования фосфоритов Удско-Шантарского бассейна // Фосфоритоносные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
16. Тамбовцев Н.И. К вопросу о фосфоритоносности железорудной формации Малого Хингана // Инф. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 22. 80 с.
17. Фомин Б.Н., Школьщик Э.Л. О фосфоритоносности древних отложений Малого Хингана // Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 121–130.
18. Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.

УДК 553.495:553.21/24

Жильцова И.Г., Перлина С.А., Шмаринич Е.М.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ УРАНИЛВАНАДАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В стандартных условиях определена величина произведения растворимости (ПР) синтезированного тьюмунита $10^{-51,56}$ и свободная энергия Гиббса образования $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8)$. Определено, что этот минерал образуется вместо карнотита при аномально высокой активности кальция, свойственной высокоизвестковистым средам. Минимум растворимости уранилванадатов отвечает значениям pH 5,5–8,5. В нейтральных и щелочных условиях они обладают гораздо большей устойчивостью, чем уранилфосфаты и ураниларсенаты.

Рудная уранилванадатная минерализация представлена в основном карнотитом $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и его кальциевым аналогом тьюмунитом $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. В нашей предыдущей публикации [4] приведены величины произведения растворимости $10^{-57,35}$ и свободная энергия Гиббса $-1270,2$ ккал/моль (без учета кристаллизационной воды $-1100,1$ ккал/моль) образования синтезированного карнотита и освещены физико-химические условия возникновения этого минерала, свидетельствующие о том, что он может отлагаться как при подкислении природных щелочных вод, переносящих уран и ванадий, так и при нейтрализации сильнокислых растворов, образующихся при окислении сульфидоносных пород (что приводит, в частности, к возникновению рудной карнотитовой минерализации в углеродистых сланцах). Тьюмунит наряду с карнотитом является широко распространенным минералом зоны окисления уран-ванадиевых месторождений, встречаясь в их приповерхностных частях. Он был открыт и впервые проанализирован в 1912 г. К.А. Ненадкевичем на месторождении Тьюмун, где выделения его приурочены к карстовым полостям в известняках, выполненным кальцитом, баритом, кварцем и окислами железа [7]. Обычно он ассоциирует с карнотитом, другими ванадатами уранила, а также с ураноталлитом, шрекингеритом, баритом, часто являясь конечным продуктом окисления первичных урановых минералов. Кроме того, тьюмунит наряду с карнотитом является одним из ведущих рудных минералов слюдковых месторождений в углеродистых сланцах, где он ассоциирует с другими уранилванадатами, уранилфосфатами, гетитами осаждения, баритом, алунином и окислами ванадия [6].

Для изучения растворимости минералов уранила и установления термодинамических констант целесообразно использовать не природные образования (поскольку они чаще всего встречаются в тонком сростании с другими, в том числе урановыми минералами), а их искусственно полученные аналоги (табл. 1).

Поскольку синтез тьюмунита оказался чрезвычайно затруднительным, имеет ряд специфических особенностей и ранее не был описан в литературе, ему посвящена отдельная публикация. Полученная по разработанной методике минеральная разновидность была идентифицирована рентгенографически и химическим анализом как тьюмунит $\text{Ca}_{0,9}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8)_{0,9} \cdot 13,8\text{H}_2\text{O}$ с повышенным по сравнению с теоретическим содержанием воды. Растворимость синтезированного тьюмунита так же, как ранее карнотита [1] и уранилфосфатов [2], изу-

Химический анализ тюямунита

Компоненты	Природный 134 Т М*			Синтезированный образец 23		
	вес. %	молекулярные количества	молекулярное отношение	вес. %	молекулярные количества	молекулярное отношение
UO ₃	56,68	1970	2	43,26	1600	2
V ₂ O ₅	20,44	1120	1,13	12,80	700	0,87
K ₂ O	0,59	62	0,06	—	—	—
Na ₂ O	0,95	150	0,15	—	—	—
CaO	4,40	785	0,8	14,90	2660	0,90
H ₂ O ⁻	11,67	6480	6,6	19,90	11050	13,8
CO ₂	He обн.	—	—	8,72	1980	—
Σ	—	—	—	99,58	—	—
Формула	Ca _{0,8} (UO ₃) ₂ (V ₂ O ₅) _{1,1} ·6,6H ₂ O			Ca _{0,9} (UO ₃) ₂ (V ₂ O ₅) _{0,9} ·13,8H ₂ O		

*В связи с небольшим количеством материала анализ проводился на основные компоненты.

Таблица 2

Аналитические данные содержаний в растворе U, V, Ca при растворении синтезированного тюямунита (обр. 23) при T = 25°C, p = 1 атм

Время, сут	рН	U		V		Ca	
		г/л	-lgC _U , моль/кг H ₂ O	г/л	-lgC _V , моль/кг H ₂ O	г/л	-lgC _{Ca} , моль/кг H ₂ O
11	2,10	0,0359	2,82	0,079	2,81	0,0312	3,11
1	2,80	0,0168	4,16	0,0037	4,14	0,0014	4,46
		0,0170	4,15	0,0039	4,12	0,0015	4,43
3	2,82	0,0250	3,98	0,0050	4,01	0,0017	4,37
		0,0251	3,97	0,0049	4,02	0,0018	4,35
5	2,86	0,0347	3,84	0,0070	3,86	0,0027	4,17
		0,0350	3,83	0,0072	3,85	0,0027	4,17
7	3,85	0,0366	3,82	0,0075	3,83	0,0029	4,14
		0,0367	3,81	0,0077	3,82	0,0030	4,13
9	2,86	0,0367	3,81	0,0080	3,80	0,0030	4,13
		0,0369	3,81	0,0082	3,79	0,0031	4,11
11	2,85	0,0370	3,81	0,0082	3,79	0,0032	4,10
		0,0372	3,80	0,0080	3,80	0,0033	4,08

чалась нами в кислой области при двух различных значениях рН (2,10 и 2,80) в растворах HCl, приготовленных из соляной кислоты квалификации "ос.ч." и бидистиллята при г:ж = 1:100. Опыты проводились с термостатированием при 25 °С, периодическим перемешиванием, отбором проб с интервалом 2–3 сут и анализом их на основные компоненты (U, V, Ca). Уран определялся объемным титанофосфатно-ванадатным методом, который применим при содержаниях > 0,01%, ванадий-колориметрическим фосфоровольфрамовым методом с чувствительностью 0,005%, кальций-атомно-абсорбционным методом на однолучевом приборе "Hitachi", работающем на основе дифракционного монохроматора, аналитическая линия Ca = 1422,7 нм. Полученные аналитические данные, которые использовались для расчета произведения растворимости при конечном рН, равном 2,85 по двум параллельным замерам, и равновесные значения при конечном рН, равном 2,10, приведены в табл. 2.

Химический анализ тьямунита* (после растворения)

Компоненты	Весовой процент	Молекулярные количества	Молекулярные отношения
UO ₃	58,70	2050	2
V ₂ O ₅	18,00	990	0,96
CaO	6,40	1140	1,11
H ₂ O [±]	16,21	9000	8,8
Σ	99,31	—	—

*Формула $1,1\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 8,8\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Ca}_{1,1}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_6) \cdot 8,8\text{H}_2\text{O}$.

Равновесие достигалось на 7–8 сут, что фиксировалось выходом на плато. Растворение протекало конгруэнтно, о чем свидетельствуют результаты рентгенографического и химического анализов, подтверждающих, что оставшаяся после растворения твердая фаза является тьямунитом $\text{Ca}_{1,1}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_6) \cdot 8,8\text{H}_2\text{O}$ (табл. 3).

Как и в предыдущих публикациях, для расчетов термодинамических констант коэффициенты активности γ_i определялись по формуле Дебая – Хьюккеля [5], в которой величина a^0 для двухзарядного иона Ca равна 6,0.

Валовая концентрация U в рассматриваемой водно-солевой системе определяется суммой моляльностей уранила, его гидроксид-комплексов и Cl-комплекса:

$$C_{\Sigma U} = \frac{a_{\text{UO}_2^{2+}}}{\gamma_{\text{UO}_2^{2+}}} + \frac{a_{\text{UO}_2\text{Cl}^+}}{\gamma_{\text{UO}_2\text{Cl}^+}} + \frac{a_{(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+}}}{\gamma_{(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+}}} + a_{\text{UO}_2(\text{OH})_2^0}; \quad (1)$$

валовая концентрация кальция – суммой моляльностей ионов кальция и его гидроксидного комплекса:

$$C_{\Sigma \text{Ca}} = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}}}{\gamma_{\text{Ca}^{2+}}} + \frac{a_{\text{CaOH}^+}}{\gamma_{\text{CaOH}^+}}; \quad (2)$$

валовая концентрация ванадия – суммой моляльностей ортованадиевой кислоты и ее диссоциатов:

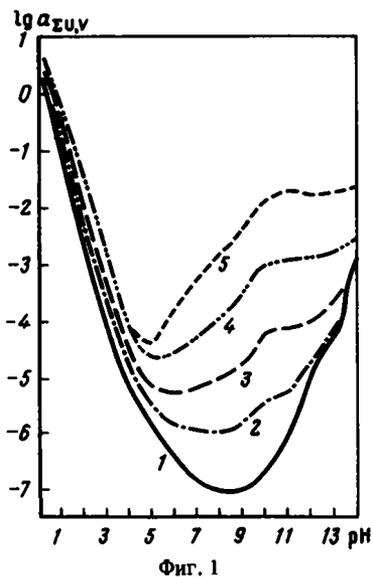
$$C_{\Sigma V} = a_{\text{H}_2\text{VO}_4^0} + \frac{a_{\text{H}_2\text{VO}_4^-}}{\gamma_{\text{H}_2\text{VO}_4^-}} + \frac{a_{\text{HVO}_4^{2-}}}{\gamma_{\text{HVO}_4^{2-}}} + \frac{a_{\text{VO}_4^{3-}}}{\gamma_{\text{VO}_4^{3-}}}. \quad (3)$$

Так как изучение растворимости тьямунита проводилось в кислой области, то тремя последними слагаемыми уравнения (1), вторым членом уравнения (2) и двумя последними составляющими уравнения (3) можно пренебречь в связи с незначительностью этих величин.

Расчеты, выполненные для первой серии опытов по растворению тьямунита, где $\text{pH}_{\text{нач}} = 2,00$, $\text{pH}_{\text{конеч}} = 2,10$, $\mu_{\text{расч}} = 0,01355$, $\lg C_{\Sigma U} = -2,82$; $\lg C_{\Sigma \text{Ca}} = -3,11$ и $\lg C_{\Sigma V} = -2,81$ (в качестве усредненных значений берем $\lg C_{\Sigma U} = \lg C_{\Sigma V} = -2,81$), показывают, что: $\lg \gamma_i = 0,05$; $-\lg \gamma'' = 0,19$; $\lg a_{\text{UO}_2^{2+}} = -2,81 - 0,19 = -3,00$; $\lg a_{\text{Ca}^{2+}} = -3,11 - 0,19 = -3,30$;

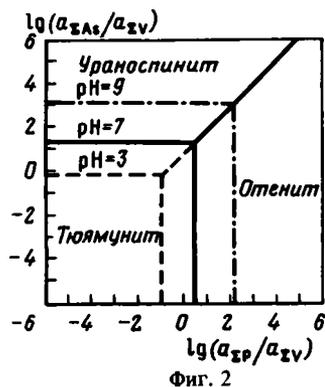
$$a_{\text{VO}_4^{3-}} = \frac{10^{-2,81}}{\frac{10^{-6,30}}{10^{-2,4,58}} + \frac{10^{-4,20}}{10^{-2,0,14}} + \frac{10^{-2,10}}{10^{-1,1,23}}} = 10^{-2,1,09};$$

$$\lg \Pi_{\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_6)} = \lg a_{\text{Ca}^{2+}} + 2 \lg a_{\text{UO}_2^{2+}} + 2 \lg a_{\text{VO}_4^{3-}} = -51,48$$



Фиг. 1

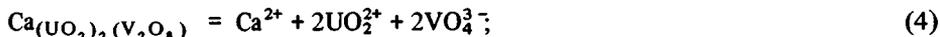
Фиг. 1. Расчетная диаграмма зависимости растворимости (в моль/кг H_2O) тьюмунита от pH
 1 - $a_{\Sigma CO_2} = a_{\Sigma SO_4} = 0$; 2 - $a_{\Sigma CO_2} = a_{\Sigma SO_4} = 0,001$; 3 - $a_{\Sigma CO_2} = a_{\Sigma SO_4} = 0,01$; 4 - $a_{\Sigma CO_2} = a_{\Sigma SO_4} = 0,1$; 5 - $a_{\Sigma CO_2} = 1,0$; $a_{\Sigma SO_4} = 0,1$ ($T = 25^\circ C$, $p = 1$ бар)



Фиг. 2

Фиг. 2. Положение полей преобладания Са-содержащих минералов уранила: тьюмунита, отенита, ураноспинита, в зависимости от соотношения суммарных активностей фосфора, мышьяка и ванадия в нейтральных (pH 7), кислых (pH 3) и щелочных (pH 9) водных растворах ($T = 25^\circ C$, $p = 1$ бар)

Во второй серии, при $pH_{\text{конец}} = 2,85$, эта величина составляла $-51,65$. Таким образом, среднее значение произведения растворимости тьюмунита составляет $10^{-51,56 \pm 0,09}$. Расчет $\Delta G_f(298,15)$ образования тьюмунита проводился согласно уравнению реакции:



$\Delta G_{\text{реакции}(1)} = -1,364 - 51,56 = 70,33$ ккал/моль; $\Delta G_{fCa(UO_2)_2(V_2O_6)} = -132,12 - 2 \cdot 227,57 - 2 \cdot 215,8 - 70,33 = 1089,19 \pm 0,12$ ккал/моль.

На фиг. 1 приведены результаты расчета зависимости растворимости тьюмунита от pH в водной среде, лишенной сульфатного и карбонатного анионов и содержащей их в разных количествах (до 0,1–1,0 моль/кг H_2O). Диаграмма строилась тем же способом, что и в предыдущих работах [2–4, 10].

Видно, что тьюмунит так же, как и его ранее изученный калиевый аналог, обладает минимальной растворимостью в чистой воде в диапазоне pH 6–10. В сильнокарбонатных растворах этот минимум смещается в более кислую область (pH 4,5–7,0); наряду с этим растворимость минерала при одном и том же уровне кислотности резко возрастает (при pH 8 $a_{\Sigma CO_2} = 1$ моль/кг H_2O – примерно на 4,5 порядка по сравнению с бескарбонатной средой).

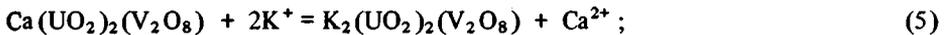
В целом же, как и для других уранилванадатов, выделяются три области повышенной растворимости тьюмунита: 1) кислая (pH < 4,0–3,5), 2) щелочная (pH > 8,5–9,0) и 3) высококарбонатная ($a_{\Sigma CO_2} > 0,01$ моль/кг H_2O). Соответственно образование этого минерала путем его непосредственного осаждения из раствора может происходить тремя возможными путями: 1) при нейтрализации вод, резко подкислившись в результате окисления сульфидоносных пород или руд, содержащих уран и ванадий (случай слюdkового оруденения в уг-

Величины $a_{Ca^{2+}}/a_{K^+}^2$, характеризующие усредненный состав природных грунтовых вод различных ландшафтно-климатических зон земного шара (на основе данных, обобщенных С.Л. Шварцевым [9])

Величина	Области					Среднее по земному шару
	тропические-субтропические	многолетней мерзлоты	умеренного климата	горные	континентального засоления	
$-\lg C_{\Sigma Ca}$	3,38	3,28	3,03	3,13	2,54	2,96
$-\lg C_{\Sigma K}$	4,24	4,54	4,11	4,51	3,41	3,93
Ионная сила	0,0030	0,0028	0,0054	0,0039	0,027	0,0085
$-\lg \gamma'$	0,03	0,03	0,03	0,03	0,07	0,04
$-\lg \gamma''$	0,10	0,10	0,13	0,11	0,25	0,16
$-\lg a_{Ca^{2+}}$	3,48	3,38	3,16	3,24	2,79	3,12
$-\lg a_{K^+}$	4,27	4,57	4,14	4,54	3,48	3,97
$-\lg a_{Ca^{2+}} - 2 \lg a_{K^+}$	5,06	5,76	5,02	5,84	4,17	4,82

леродистых сланцах [6, 10]), 2) при нейтрализации щелочных вод, содержащих U и V (возможная разновидность оруденения в калькретах [11]), 3) при дегазации (декарбонатизации) восходящих трещинно-жильных углекислых растворов, транспортировавших уран и ванадий (случай месторождения Тюямуюн [7]). Первой из этих генетических разновидностей свойственна связь с выделениями сульфатов, окислов железа и ванадия, второй – возможная связь с выделениями кремнезема, монтмориллонита, гидрослюд, третьей – прежде всего парагенезис с новообразованным кальцитом, выполняющим полости трещин и карстовых пустот [6].

Равновесие между ведущими природными уранилванадатами – тюямунитом и карнотитом определяется уравнением реакции:



$\lg K$ (реакции (2)) = $-8,04 : -1,364 = 5,89$; откуда $\lg a_{Ca^{2+}} - 2 \lg a_{K^+} = 5,89$. Таким образом, при отношении активности иона Ca^{2+} к квадрату активности иона K^+ , превышающем величину $10^{5,89}$, будет образовываться тюямунит, при отношении же, не достигающем указанной величины, – карнотит.

В табл. 4 приведены усредненные данные по содержанию в природных грунтовых водах различных ландшафтно-климатических областей кальция и калия (по данным, приведенным в работе [9]) и рассчитанные с учетом ионной силы этих водных растворов, отношения активности Ca^{2+} и квадрата активности K^+ .

Как видим, в любых ландшафтных обстановках из грунтовых вод с фоновыми содержаниями Ca и K при достижении произведения растворимости уранилванадатов термодинамически оправдано образование не тюямунита, а карнотита. Очевидно, что последний и должен рассматриваться как основной уранилванадиевый минерал сферы окислительного гипергенеза. При прочих равных условиях среды, относительно более благоприятные для осаждения тюямунита из грунтовых вод усредненного катионного состава, свойственны районам многолетней мерзлоты ($a_{Ca^{2+}}/a_{K^+}^2 = 10^{5,67}$) и особенно горным областям, где значение $a_{Ca^{2+}}/a_{K^+}^2$, равное $10^{5,84}$, приближается к величине, отвечающей равновесию двух рассматриваемых минералов ($10^{6,89}$).

В общем же случае образование тюямунита вместо карнотита требует дополнительного источника кальция в водных растворах, т.е. наличия вмещающей литологической среды, богатой этим компонентом. Как отмечает А.А. Черни-

ков [8], в месторождениях, приуроченных к известнякам или песчаникам, содержащим значительные количества кальцита, тьямунит преобладает над карнотитом. Это наблюдается, в частности, на месторождении Тьямуун, на месторождениях в известняках формации Тодилто (плато Колорадо, США), в зоне окисления ванадий-урановых руд в нефтеносных карбонатных горизонтах в межгорной впадине в СССР и т.д.

На диаграмме (фиг. 2) показаны рассчитанные на основе полученных термодинамических констант [2, 3, 5] поля преобладания минералов уранила, содержащих один и тот же катион — Са, но относящихся к различным группам урановых слюдок — тьямунита, отенита и ураноспинита — в зависимости от соотношения валовых концентраций в растворе фосфорной, мышьяковой и ванадиевой кислот. Видно, что в нейтральной среде (рН 7) вместо тьямунита образуется отенит, если в водах активность фосфора больше, чем ванадия, в 2,8 раза, а ураноспинит — если мышьяк превалирует над ванадием в 20,9 раз. В кислой среде (рН 3) поле тьямунита резко сокращается, и для его образования в этом случае необходимо, чтобы активность ванадия превышала активность фосфора в 11,2 раза и мышьяка — в 1,6 раза. В щелочной среде ситуация обратная — тьямунит образуется вместо отенита и Са-ураноспинита уже при величинах $a_{\Sigma V}/a_{\Sigma P} > 0,0065$ и $a_{\Sigma V}/a_{\Sigma As} > 0,00054$. Эти данные подтверждают сделанный нами ранее [2, 6] вывод о предпочтительности образования уранилванадата в близнейтральной и умеренно-щелочной обстановках — в противовес уранилфосфатам и большинству ураниларсенатов, характерных для умеренно-кислых природных сред. Между тем отношение валовых активностей мышьяковой и фосфорных кислот, при превышении которого вместо отенита образуется Са-ураноспинит, довольно стабильно и изменяется от 6,9 при рН 3 до 7,6 при рН 7 и 12,0 при рН 9. Полученные результаты могут служить основой количественной интерпретации данных минералого-геохимического изучения зон окисления урановых руд, содержащих ванадий, фосфор, мышьяк, а также инфильтрационных рудных скоплений соответствующей слюдковой урановой минерализации.

* * *

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Выполненные экспериментальные исследования позволили определить величину произведения растворимости синтезированного уранилванадата — тьямунита, который по химическому составу и рентгенографическим исследованиям полностью соответствует природному ($PP = 10^{-51,56 \pm 0,09}$). Расчетная величина $\Delta G_f(298,15)$ этого минерала без учета кристаллизационной воды составляет $-1089 \pm 0,12$ ккал/моль.

2. Растворимость тьямунита, как и всех ранее изучаемых нами ураниларсенатов и уранилфосфатов, в очень большой степени зависит от рН среды: резко возрастает в ультракислой и щелочной областях и минимальна в слабокислой и близнейтральной. Повышение общей карбонатности вод также способствует переводу данного минерала в растворимое состояние.

3. Рудная уранилванадатная минерализация, представленная карнотитом и тьямунитом, формируется главным образом при подкислении природных щелочных и нейтрализации сильнокислых вод. Тьямунит образуется вместо карнотита в условиях значительного избытка ионов кальция по сравнению с калием при $a_{Ca^{2+}}/a_{K^+}^2 > 10^{5,89}$, что реализуется обычно лишь в известняках. Для возникновения тьямунита предпочтительны более щелочные среды, чем для его фосфорных (отенит) и мышьяковых (ураноспинит) аналогов.

Список литературы

1. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
2. *Жильцова И.Г., Полупанова Л.И., Шмариович Е.М., Перлина С.А.* Физико-химические условия образования рудной уранилфосфатной минерализации // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 71–82.
3. *Жильцова И.Г., Полупанова Л.И., Шмариович Е.М., Перлина С.А.* Физико-химические условия формирования рудной ураниларсенатной минерализации // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 8. С. 44–54.
4. *Жильцова И.Г., Шмариович Е.М., Полупанова Л.И., Перлина С.А.* Физико-химические условия образования рудной карнотитовой минерализации // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 49–60.
5. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Г.* Справочник термодинамических величин. М: Атомиздат, 1971. 239 с.
6. *Пакульнис Г.В., Шмариович Е.М., Жильцова И.Г. и др.* Минеральные ассоциации и физико-химические условия формирования слюдякового уранового оруденения в углеродистых сланцах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 89–102.
7. *Смолянинова Н.Н.* Некоторые данные по минералогии и генезису месторождения Тюямуюн // Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970. С. 59–90.
8. *Черников А.А.* Поведение урана в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1981. 207 с.
9. *Шварцев С.Л.* Гидрохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1981. 207 с.
10. *Шмариович Е.М., Жильцова И.Г., Пакульнис Г.В., Шугина Г.А.* Роль изменения рН среды в формировании первичного слюдякового уранового оруденения // Сов. геология. 1982. № 2. С. 33–43.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
17.V.1988

УДК 552.13 (479.24)

Поляков А.С., Шмагин Б.А.

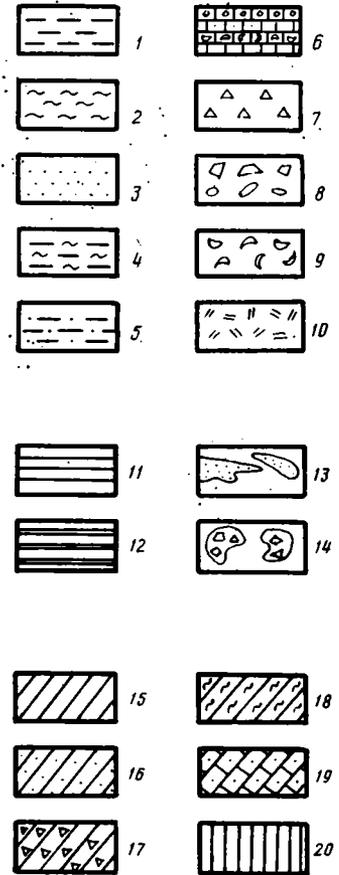
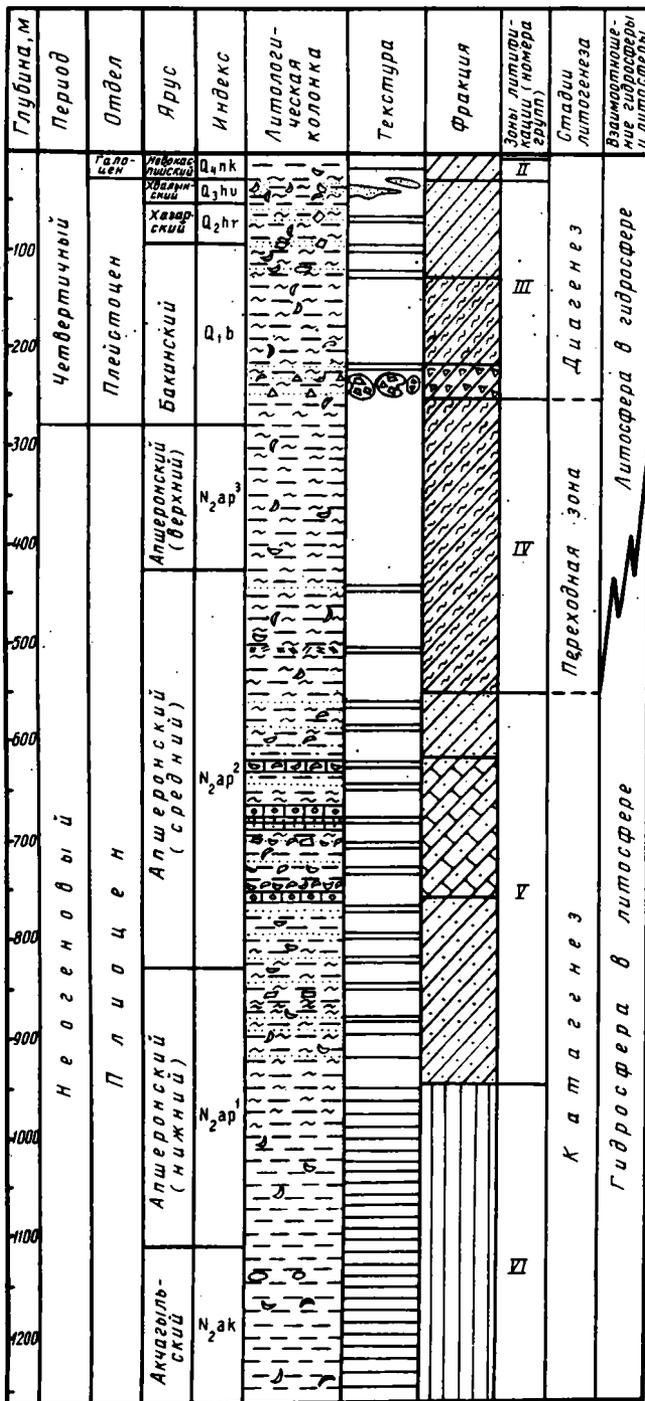
**АНАЛИЗ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО
ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА НА ОСНОВЕ ФАКТОРНОЙ МОДЕЛИ**

В работе рассматриваются результаты факторного анализа, выполненного для непрерывного разреза плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага. Анализировалось 95 образцов, равномерно отобранных по глубине (от 0,6 до 1255 м), каждый из которых характеризовался 31 переменной, отражающей состав, строение, физико-механические свойства и глубину залегания отложений. В результате были выявлены и количественно обоснованы закономерности постседиментационного преобразования отложений Бакинского архипелага с учетом их фациальных особенностей. На основе полученной факторной модели дается обоснование стадий диа- и катагенеза.

Изучение закономерностей постседиментационного формирования отложений современных акваторий позволяет проследить непрерывную цепь процессов литогенеза с момента образования осадка до превращения его в литифицированную породу. Необходимость постановки таких исследований связана как с разработкой общей теории литогенеза, так и с решением практических задач по рациональному использованию ресурсов Мирового океана. В рамках исследований диагенеза и раннего катагенеза морских отложений накоплен большой фактический материал по постседиментационному формированию состава, строения и физико-механических свойств отложений Каспийского, Черного и Средиземного морей. Анализ этого материала традиционными методами, с помощью парных зависимостей изменения различных характеристик осадков с глубиной, позволил наметить в разрезах донных отложений указанных выше акваторий ряд этапов литогенеза, объединенных в стадии диа- и катагенеза [1, 3, 4]. Однако следует признать, что он не раскрывает все многообразие типов связей между различными характеристиками отложений и взаимоотношения между исследованными в разрезе образцами.

Построение теоретической картины литогенеза морских отложений может быть выполнено лишь на основе системного подхода к изучаемым разрезам. В работе представлена реализация такого подхода с использованием одного из многомерных статистических методов (факторного анализа), который был применен для выявления и количественной характеристики закономерностей постседиментационного преобразования плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага. Непрерывный разрез этих отложений выделяется как самостоятельная система, состоящая из элементов-образцов, каждый из которых характеризовался переменными, описывающими его состав, строение, физико-механические свойства и термобарические условия. При исследовании данной системы необходимо было выявить структуру связей изученных характеристик отложений, изменчивость этих связей в зависимости от глубины залегания осадков и пород (отражающей термобарические условия), а также проявление этих связей по разрезу.

Фактическим материалом для исследований послужили 112 образцов-моно-



Фиг. 1. Литолого-фациальный разрез отложений Бакинского архипелага и выявленные закономерности их постседиментационного преобразования

Литологические типы: 1 – глина; 2 – алеврит; 3 – песок; 4 – алевритистая глина; 5 – песчаная глина; 6 – известняк (оолитовый, песчаный, органогенный); 7 – грязевулканическая брекчия; 8 – обломки пород, галька; 9 – ракуша, детрит; 10 – пирокластический материал.

Текстура: 11 – горизонтальная микрослоистая; 12 – горизонтальная макрослоистая; 13 – линзовидная, 14 – брекчиевидная.

Фации: 15 – глины и алевритистой глины с отдельными

литов, равномерно отобранных по глубине из четырех скважин (скв. 7, 9, 15, 16), пробуренных в Бакинском архипелаге между банкой Макарова и о-вом Лось (в переклинальных участках поднятия) и вскрывших от поверхности дна (0,6 м) до глубины 1255 м преимущественно глинистые отложения плиоцен-четвертичного возраста. Для отобранных образцов определяли показатели состава, строения (структура и текстура) и физико-механических свойств. Состав характеризовался содержаниями CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и различных глинистых минералов во фракции менее 0,001 мм. Структуру осадков оценивали по данным гранулометрического состава, а микротекстуру – степенью ориентации глинистых частиц в плоскости напластования. Из физико-механических свойств определяли влажность, объемную массу, плотность, пористость, пределы пластичности, различные виды прочности и ряд расчетных показателей, характеризующих дегидратацию и уплотнение пород. Сводный литолого-фациальный разрез исследованных отложений представлен на фиг. 1. Более подробно с результатами литологических исследований можно познакомиться в ранее опубликованных работах [1, 3–5].

Для решения поставленных задач использовали вероятностное (факторное) моделирование, включающее: 1) постановку исследовательских задач в виде моделей постседиментационного преобразования отложений; 2) схематизацию условий постседиментационного преобразования осадков и выбор переменных характеристик условий; 3) подготовку исходных данных в виде матрицы $X(n \times p)$ (где n – число объектов-образцов; p – число используемых переменных), 4) статистическую обработку исходного массива $X(n \times p)$ с применением процедуры факторного анализа; 5) обсуждение результатов в рамках поставленных задач и полученных факторных моделей.

В качестве исходной модели постседиментационного изменения плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага была принята модель структуры связи всех характеристик (переменных) осадков и пород, включая глубину их залегания, для всего разреза в целом. Схематизацию условий постседиментационного формирования рассматриваемых отложений выполняли для 112 образцов (объектов), равномерно распределенных по глубине. Для их характеристики использовали 30 литологических показателей состава, строения, физико-механических свойств и глубину их залегания от поверхности дна, что составило 31 переменную. После предварительной статистической обработки этого массива данных из анализа было исключено несколько образцов-объектов, недостаточно полно охарактеризованных переменными. Матрица фактических данных для исходной модели имела порядок $X(95 \times 31)$. Кроме того, кривые распределения отдельных переменных с глубиной были нормализованы преобразованием исходных признаков логарифмированием или извлечением квадратного корня.

К матрице исходных данных после стандартной статистической обработки полученных зависимостей переменных с глубиной был применен факторный анализ в R -модификации с ортогональным (варимаксным) вращением факторов [2]. Интерпретация результатов факторного анализа проводилась по матрице факторных нагрузок после варимаксного вращения факторов для достижения

раковинами зоны спокойной седиментации (пониженных участков рельефа внутреннего шельфа); 16 – алевритистой и песчанистой глины с многочисленными прослоями песка, ракуши и отдельными обломками пород и галькой зоны активных придонных течений (склона банок или поднятий внутреннего шельфа); 17 – алевритистой глины зоны активных склоновых процессов и грязевого вулканизма (периклиналильной части поднятия внутреннего шельфа); 18 – алевритистой глины с отдельными раковинами зоны относительно спокойной седиментации (периклиналильной части поднятия внутреннего шельфа); 19 – алевритистой и песчанистой глины с многочисленными прослоями песка, ракуши и оолитовых, песчаных и органогенных известняков зоны активной динамики водной среды (прибрежной части банки внутреннего шельфа); 20 – микрослоистых глин с отдельными обломками раковин зоны спокойной седиментации (депрессий внутренней части шельфа)

Результаты факторно-регрессионного анализа модели структурных связей

№ п/п	Переменные	Индекс переменной	Среднее	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации	Наименьшее значение
1	Глубина от дна, м	GLUB	432,25	421,04	0,97	0,65
2	Степень ориентации	ORIENT	0,51	0,28	0,54	0,22
3	Максимальная прочность на сдвиг \perp к напластованию, кг/см ²	TMAXV	5,77	7,31	1,27	0,28
4	Максимальная прочность на сдвиг вдоль напластования, кг/см ²	TMAXHL	0,58	0,64	1,11	-0,7
5	Прочность на раздавливание, кг/см ²	SIGM	5,15	9,49	1,84	0,73
6	Пластическая прочность \parallel напластованию, кг/см ²	KONSH	22,48	22,19	0,99	0,05
7	Пластическая прочность \perp к напластованию, кг/см ²	KONSV	48,52	247,13	5,09	0,40
8	Анизотропия прочности на сдвиг	ANZTM	1,24	4,01	3,25	-16,50
9	Фракция 0,01-0,005 мм, %*	FR005L	1,23	0,25	0,21	0,43
10	Фракция < 0,001 мм, %	FRM001	29,72	7,93	0,27	12,44
11	Фракция > 0,05 мм, %	FRB05	2,74	5,26	1,92	0,0
12	Фракция 0,05-0,001 мм, %	FR1001	65,42	11,42	0,17	0,0
13	Фракция < 0,01 мм, %	FRM01	78,38	19,91	0,25	53,7
14	Содержание гидрослюда, %	GG	44,82	22,78	0,51	18,00
15	Содержание смешанослойных минералов, %	GS	14,92	10,98	0,74	0,00
16	Содержание каолинита, %*	GKL	0,87	0,16	0,18	0,48
17	Содержание СаСО ₃ , %*	CAC03L	1,1	0,17	0,15	0,83
18	Содержание Сор _г , %*	CORGL	-0,24	0,23	-0,97	-0,82
19	Пористость, %	PORST	0,37	0,09	0,25	0,14
20	Коэффициент пористости, %*	EL	-0,23	0,18	-0,78	-0,79
21	Естественная влажность, %*	WEL	1,35	0,19	0,14	1,02
22	Предел текучести, %**	WFK	1925,72	599,11	0,31	900,00
23	Предел пластичности, %	WP	23,46	5,10	0,22	16,5
24	Максимальная молекулярная влажность, %	WMMB	17,23	2,98	0,17	11,0
25	Гигроскопическая влажность, %	WG	3,03	1,25	0,41	1,0
26	Показатель текучести	PTEKL	-0,28	-0,21	-0,72	-0,68
27	Показатель пластичности	PPLASL	-0,03	0,22	-7,78	-0,44
28	Объемная масса скелета, г/см ³	OBVES	-1,67	0,27	0,16	0,86
29	Число пластичности	MP	19,62	6,98	0,36	-15,30
30	Показатель уплотненности	KUP	0,96	0,67	0,70	-0,92
31	Показатель консистенции	BS	0,04	0,67	16,11	-1,07

* Переменная трансформирована логарифмированием.

** Переменная трансформирована возведением в квадрат.

31 переменная для всего разреза

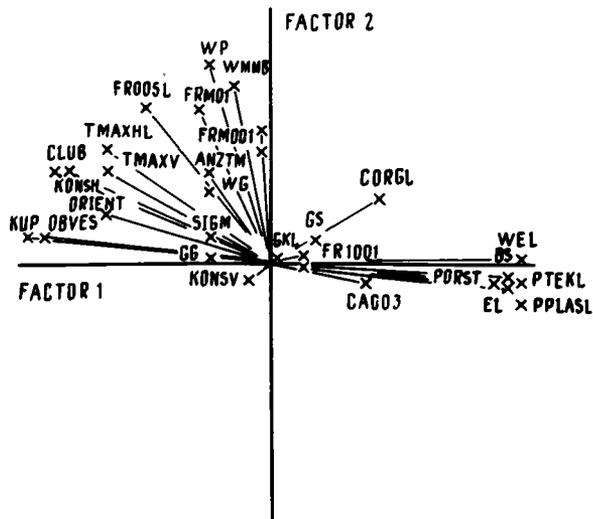
Наибольшее значение	Коэффициент парной корреляции с глубиной	Квадрат коэффициента множественной корреляции (КСМК)	Мера выборочной адекватности	Нагрузка на факторы										
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
1250,00	1,00	0,91	0,91	-0,85	0,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,90	0,57	0,73	0,84	-0,66	-	-	-	-0,33	-0,27	-	-	-	-	-
22,4	0,77	0,81	0,87	-0,67	0,34	-	-	-0,47	-	-	-	-	-	-
1,31	-0,82	1,00	1,00	-0,67	0,43	-	-	-	0,28	-	-	-	-	-
36,8	0,17	0,43	0,66	-0,27	-	-	-	0,76	-	-	-	-	-	-
70,12	0,80	0,83	0,9	-0,79	0,31	-	-0,26	-	-	-	-	-	-	-
72,75	0,00	0,13	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82
14,80	0,33	0,49	0,85	-	0,36	-	-	-0,53	-	-	-	-	-	-
1,76	0,65	0,91	0,67	-0,49	0,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,28
53,85	0,15	0,88	0,44	-	0,40	0,31	-	-	-0,55	-	-	-	-	-
29,15	-0,27	0,67	0,64	-	-0,79	-	-	-	-	-	-	-	-	-
80,20	-0,13	0,78	0,39	-	-	-	0,89	-	-	-	-	-	-	-
100,0	0,46	0,96	0,61	-0,31	0,57	0,26	0,49	-0,31	-	-	-	-	-	-
71,00	0,24	0,53	0,57	-0,25	-	-	-	-	-	-	0,82	-	-	-
46,00	-0,15	0,56	0,45	-	-	-	-	-	-	-	0,83	-0,35	-	-
1,30	0,13	0,54	0,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,96	-
1,49	-0,29	0,71	0,61	0,33	-	-	-	-	0,82	-	-	-	-	-
0,58	-0,28	0,40	0,75	0,40	-	-	0,48	-	-	-	-	-	-	-
0,68	-0,74	1,0	0,80	0,88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,32	-0,72	1,0	0,80	0,86	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,95	-0,78	0,99	0,77	0,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3364,00	0,25	0,98	0,42	-	0,49	0,84	-	-	-	-	-	-	-	-
35,00	0,39	0,94	0,47	-	0,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23,00	0,34	0,58	0,74	-	0,69	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,89	0,33	0,46	0,72	-0,27	0,28	-	-	-0,28	0,31	-	-	-	-	-0,31
0,18	-0,82	0,99	0,75	0,93	-	-0,25	-	-	-	-	-	-	-	-
0,55	-0,84	1,00	1,00	0,94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,08	0,84	0,96	0,84	-0,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33,20	0,00	0,94	0,40	-	-	0,94	-	-	-	-	-	-	-	-
2,07	0,73	1,00	1,00	-0,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,92	-0,73	0,97	0,80	0,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
				11,50	3,72	1,76	1,64	1,51	1,38	1,28	1,04	1,01		
				37,1	12,0	5,7	5,3	4,8	4,5	4,1	3,4	3,2		
				37,1	49,1	54,8	60,1	64,9	69,4	73,5	76,9	80,1		

простой структуры с использованием графиков взаимного расположения переменных в факторных плоскостях. При выделении группировок объектов-образцов использовались диаграммы значений факторов.

Результаты исследований. 1. Модель структуры связи всех переменных для разреза в целом. Факторный анализ представляет структуру корреляционной матрицы всех переменных (31) по всем (95) объектам (образцам). Рассмотрим наиболее простую парную корреляцию. Сравнительно высокие значения парной корреляции (табл. 1) с глубиной залегания образцов имеют переменные: логарифмы показателей пластичности ($-0,84$) и текучести ($-0,82$), объемная масса скелета ($0,84$), прочность на сдвиг, измеренная вдоль напластования ($-0,82$) и перпендикулярно к нему ($0,77$), пластическая прочность ($0,80$), логарифм естественной влажности ($-0,78$), логарифм коэффициента пористости ($-0,72$) и пористость ($-0,74$), а также показатели уплотненности ($0,73$) и консистенции ($-0,73$). Величины парной корреляции с глубиной более $0,5$ имеют степень ориентации глинистых частиц ($0,57$) и логарифм фракции $0,01-0,005$ мм ($0,65$). Остальные переменные характеризуются значительно более низкими коэффициентами парной корреляции с глубиной. Квадрат коэффициента множественной корреляции (КМК) глубины залегания образцов с остальными переменными составляет $0,91$. Среднее значение меры выборочной адекватности ($0,77$) показывает, что модель хорошо отражает изменчивость всех переменных.

Структура взаимосвязей переменных представлена девятью факторами (см. табл. 1), объясняющими $80,1\%$ общей дисперсии переменных. В I фактор ($37,1\%$ дисперсии) с высокими положительными нагрузками вошли естественная влажность, показатели пластичности, текучести и близкий им показатель консистенции, а также пористость и коэффициент пористости; с высокими отрицательными нагрузками — объемная масса скелета, глубина залегания образцов, различные показатели прочности и степень ориентации глинистых частиц. Это позволяет I фактор интерпретировать как фактор дегидратации и уплотнения отложений с глубиной. II фактор ($12,0\%$ дисперсии) нагружают различные гранулометрические фракции, нижний предел пластичности и максимальная молекулярная влагоемкость. Следовательно, этот фактор определяет изменение дисперсности пород, которая в свою очередь влияет на нижний предел пластичности и максимальную молекулярную влагоемкость.

В III—IX факторы вошли только одна-две переменные, не связанные с остальными переменными. Кроме того, собственные значения факторов, начиная с III, резко уменьшаются. Следовательно, закономерности постседиментационного преобразования рассматриваемых отложений при захоронении их до глубины 1255 м, довольно полно могут быть охарактеризованы двумя первыми факторами. Судя по взаимному расположению векторов переменных в плоскостях I и II факторов (фиг. 2), наиболее чувствительными к термобарическим изменениям, т.е. к изменениям глубины залегания отложений, являются переменные, характеризующие физико-механические свойства пород. Как видно из фиг. 2, с вектором глубины, расположенным в отрицательной области I фактора, сонаправлены векторы пластической прочности, прочности на сдвиг, степени ориентации глинистых частиц, объемной массы и коэффициента уплотненности. Противоположное направление и хорошую корреляцию между собой имеют векторы естественной влажности, коэффициента пористости, пористости и показателей пластичности. Почти ортогонально этим группам векторов располагаются векторы нижнего предела пластичности, максимальной молекулярной влагоемкости, содержания фракций $< 0,001$ и $> 0,05$ мм. Векторы анизотропии прочности, фракции $0,01-0,005$ и $< 0,01$ мм располагаются вблизи векторов прочности на сдвиг. Векторы содержания $C_{орг}$ и $CaCO_3$ тяготеют к векторам переменных, характеризующих влажность, пористость и пластичность отложений. Остальные переменные сосредоточены в области пересечения осей рассматриваемых факторов. Таким образом, анализ исходной модели позволил выявить



Фиг. 2. Факторная диаграмма переменных полной модели (полное название переменных см. в табл. 1)

переменные, имеющие наиболее сильную связь с термобарическими условиями, что в свою очередь дало возможность составить модель структуры связей переменных, наиболее четко отражающей постседиментационное формирование рассматриваемых отложений.

2. Модель структуры связи переменных, наиболее связанных с термобарическими условиями. В модели участвовало 18 переменных и глубина залегания объектов-образцов (табл. 2). Наиболее высокие значения парной корреляции с глубиной имеют переменные: объемная масса скелета (0,84), логарифм показателей пластичности (-0,83) и текучести (-0,83), логарифм естественной влажности (-0,79), показатель уплотненности (0,76), пористость (-0,74), логарифм коэффициента пористости (-0,72), пластическая прочность (0,78), прочность на сдвиг (0,77), фракция 0,05–0,01 мм (-0,70), логарифм фракции 0,01–0,005 мм (0,66) и степень ориентации (0,57). Остальные переменные имеют значительно меньшие коэффициенты парной корреляции с глубиной. КМК глубины залегания образцов с остальными переменными составляет 0,91. Среднее значение меры выборочной адекватности 0,80, выше, чем в предыдущей модели.

Факторный анализ рассматриваемой модели позволил выявить структуру связи 19 рассматриваемых переменных и представить их изменчивость четырьмя факторами, объединяющими 79,4% общей дисперсии переменных. В I фактор (52,4% дисперсии) с высокими положительными и отрицательными нагрузками вошли те же переменные, что и в первой модели. Во II фактор (11,8% дисперсии) с высокими значениями вошли логарифм фракции 0,01–0,005 мм (0,87) и фракция 0,05–0,01 мм (-0,81). Следовательно, I и II факторы можно интерпретировать так же, как и в предыдущей модели.

В III фактор (9,3% дисперсии) с высокими нагрузками (0,79; 0,78; 0,67) вошли соответственно предел текучести, предел пластичности и максимальная молекулярная влагоемкость. Интерпретировать этот фактор трудно, так как вошедшие в него переменные очень сложно зависят от дисперсности и состава отложений. Кроме того, по величинам пределов текучести и пластичности рассчитывали показатели текучести, пластичности, консистенции и уплотненности — переменные, вошедшие в I фактор. И наконец, в IV фактор (5,9%), интерпрети-

№ п/п	Переменные	Индекс переменной	Среднее	Стандартное отклонение	Коэффициенты вариации	Наименьшее значение
1	Глубина от дна, м	GLUB	442,86	423,18	0,96	0,65
2	Степень ориентации	ORIENT	0,52	0,27	0,52	-1,92
3	Максимальная прочность на сдвиг 1 к напластованию, кг/см ²	TMAXV	6,0	7,41	1,23	0,28
4	Пластическая прочность напластованию, кг/см ²	KONSH	22,94	22,05	0,96	0,05
5	Анизотропия прочности на сдвиг	ANZTM	1,40	4,06	2,90	-16,50
6	Фракция 0,01–0,005 мм, %*	FR005L	1,24	0,24	0,20	0,78
7	Фракция 0,05–0,01 мм, %	FR01	16,69	13,21	0,79	0,00
8	Содержание гидрослюды, %	GG	44,92	22,98	0,51	18,00
9	Содержание хлорита, %	GH	7,47	4,08	0,55	5,00
10	Пористость, %	PORST	0,37	0,10	0,26	0,14
11	Коэффициент пористости *	EL	-0,23	0,18	-0,80	-0,79
12	Естественная влажность, %*	WEL	1,34	0,19	0,14	1,02
13	Предел текучести, %**	WFK	1976,15	538,17	0,27	207,36
14	Предел пластичности, %	WP	23,96	3,87	0,16	16,50
15	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	WMMB	17,29	3,03	0,18	11,00
16	Показатель текучести	PTEKL	-0,29	0,20	-0,69	-0,68
17	Показатель пластичности	PPLASL	-0,03	0,22	-7,15	-0,44
18	Объемная масса скелета, г/см ³	OBVES	1,67	0,27	0,16	0,86
19	Показатель уплотненности Собственные значения факторов Дисперсия Накопленная дисперсия	KUP	1,00	0,65	0,65	-0,92

руемый как фактор минерального состава глинистой фракции, вошли лишь содержания хлорита (0,95) и гидрослюды (0,93). Из дальнейшего анализа модели он может быть исключен, так как вошедшие в него две переменные не имеют связи с остальными переменными.

Глубина залегания образцов значительно нагружает I фактор. Расположение векторов-переменных в плоскости I и II факторов в рассматриваемой модели (фиг. 3) аналогично их распределению в первой модели (см. фиг. 2). Это свидетельствует о том, что сокращенная модель сохраняет структуру связи переменных, выявленную в первой модели. Взаимное расположение векторов, характеризующих дегидратацию, уплотнение и прочность пород, сохраняется также в плоскости I и III факторов. Меняют свое расположение лишь векторы, характеризующие дисперсность пород, расположившиеся вдоль плоскости I фактора, в который они и вошли с большими, чем в III фактор, нагрузками.

В плоскости I и II факторов в соответствии со структурными связями переменных выделяются шесть групп объектов-образцов (фиг. 4). В первую группу ($n = 2$) вошли два образца, залегающие от поверхности дна до глубины 5 м. Вторую группу ($n = 8$) составляют образцы, отобранные в интервале 5–22 м. Третью ($n = 30$), четвертую ($n = 9$), пятую ($n = 18$) и шестую ($n = 18$) группы

структурных связей 19 переменных для всего разреза

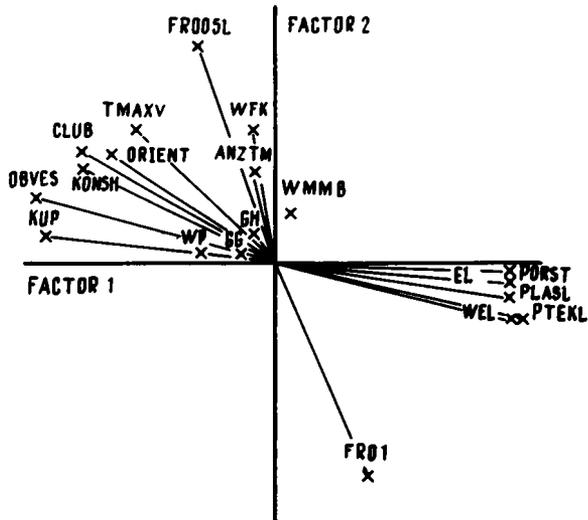
	Наибольшее значение	Коэффициент парной корреляции с глубиной	Квадрат коэффициента множественной корреляции (КМК)	Мера выборочной адекватности	Нагрузка на факторы			
					I	II	III	IV
1250,00	1,00	0,91	0,88	-0,76	0,46	0,26	-	
0,90	0,57	0,63	0,94	-0,63	0,42	-	-	
22,40	0,77	0,76	0,92	-0,55	0,52	0,32	-	
70,12	0,78	0,77	0,95	-0,74	0,30	0,29	-	
14,80	0,35	0,53	0,78	0,47	0,44	-	-	
1,76	0,66	0,80	0,81	-0,29	0,87	-	-	
41,51	-0,70	0,85	0,83	0,34	-0,81	-0,29	-	
71,00	0,25	0,85	0,53	-	-	-	0,93	
15,00	0,16	0,86	0,52	-	-	-	0,95	
0,68	-0,74	1,00	0,80	0,90	-	-	-	
0,32	-0,72	1,00	0,80	0,88	-	-	-	
1,95	-0,79	1,00	0,79	0,93	-	-	-	
3364,00	0,27	0,95	0,38	-	-	0,79	-	
35,00	0,42	0,99	0,47	-0,32	-	0,78	-	
23,00	0,36	0,45	0,95	-	0,34	0,67	-	
0,18	-0,83	0,99	0,80	0,88	-	-	-	
0,55	-0,83	0,99	0,78	0,92	-	-	-	
2,08	0,84	0,97	0,86	-0,94	-	-	-	
2,07	0,76	0,97	0,81	-0,92	-	-	-	
				9,96	2,23	1,77	1,13	
				52,4	11,8	9,3	5,9	
				52,4	64,2	73,5	79,4	

образуют образцы, расположенные соответственно в интервалах разреза: 22–250, 250–550; 550–928 и 928–1255 м.

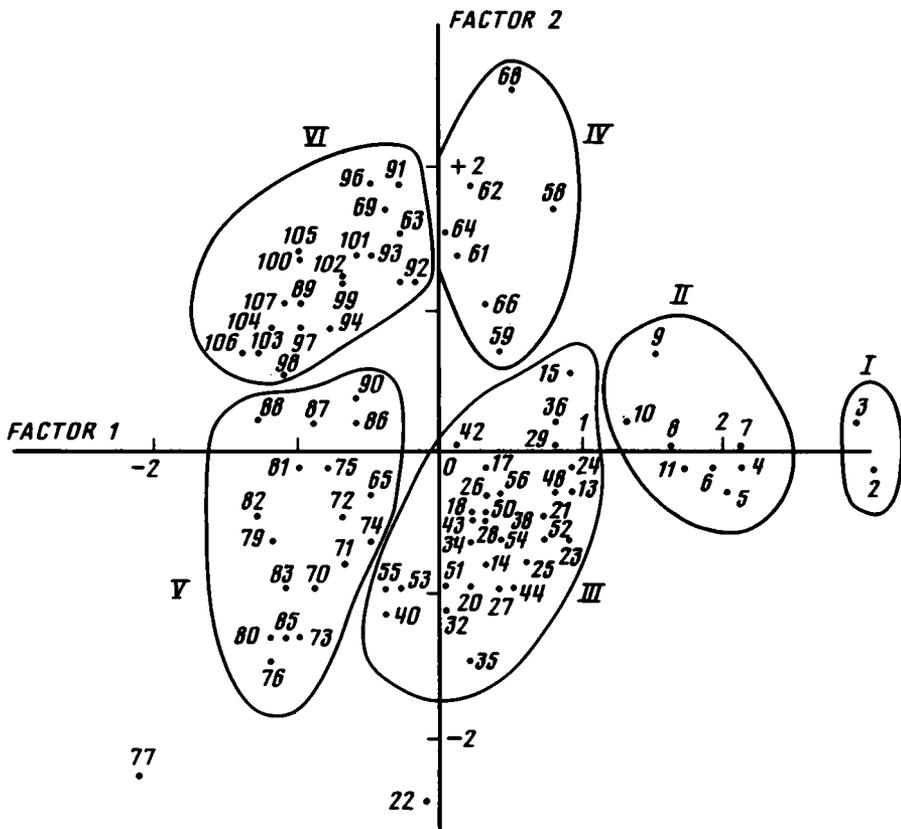
В плоскости I и III факторов выделяют только четыре группы объектов-образцов. Первая и вторая группы остались здесь прежними, а третья и четвертая группы объединили соответственно третью – четвертую и пятую – шестую группы, обособившиеся в плоскости I и II факторов.

Обсуждение результатов. Факторная модель отражает структуру связи переменных, которая в свою очередь позволила выявить неоднородность исследованного разреза. Полученная структура связи переменных показывает, что переменные, характеризующие микротекстуру и физико-механические свойства рассматриваемых отложений, являются отражением термобарических условий литогенеза, определяемых погружением осадков до глубины 1255 м. Следовательно, именно эти переменные могут быть использованы в качестве количественных критериев постседиментационного преобразования морских отложений. Переменные исходной модели, характеризующие состав пород, не вошли в группу переменных и не отразили процессы литогенеза, вероятно, из-за того, что были учтены лишь общие содержания того или иного компонента осадка, а не степень его преобразования.

В соответствии со структурой связей переменных (см. фиг. 3) объекты-образ-



Фиг. 3. Факторная диаграмма переменных сокращенной модели (полное название переменных см. в табл. 2)



Фиг. 4. Диаграмма распределения образцов в плоскости первого и второго факторов. Арабские цифры – порядковые номера образцов от поверхности дна до глубины 1255 м; римские – номера выделенных групп образцов

цы объединились в шесть групп, каждая из которых соответствует конкретному интервалу разреза. Расположение этих интервалов по отношению к векторам переменных и факторным осям раскрывает ряд количественных закономерностей, отражающих постседиментационное преобразование плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага. Общей закономерностью является последовательное размещение интервалов (от самого верхнего I до самого нижнего VI) вдоль вектора глубины, который сонаправлен с плоскостью I фактора, интерпретируемого как фактор дегидратации, уплотнения и упрочнения рассматриваемых отложений (см. фиг. 2, 3). Это дает основание интерпретировать выделенные интервалы разреза как зоны литификации. Одинаковое расположение между собой соответственно III—IV и V—VI интервалов по отношению к плоскости I фактора и их обособленность вдоль II фактора, интерпретируемого как фактор дисперсности, можно связывать с влиянием фациальных условий осадконакопления на процессы литогенеза. Это подтверждается также объединением этих четырех интервалов в два более крупных интервала в плоскости I и III факторов. Заслуживает внимания также тот факт, что интервалы разреза до глубины 550 м (I—IV) располагаются в положительной области I фактора, а интервалы из нижней части разреза (V—VI) — в отрицательной области этого фактора. Поскольку с положительной областью I фактора сонаправлены векторы переменных влажности, пористости и показателей текучести и пластичности, а с отрицательной — векторы переменных прочности, объемной массы скелета и степени ориентации глинистых частиц, преобразование осадков до глубины 550 м следует связывать в основном с их обезвоживанием, уменьшением пористости и изменением консистенции, а постседиментационное изменение пород, залегающих ниже этой глубины, в основном с усилением ориентации глинистых частиц в плоскости напластования и образованием жестких структурных связей, вызывающих увеличение прочности и анизотропии прочности отложений.

Для подтверждения выявленных с помощью факторного анализа закономерностей постседиментационного преобразования рассматриваемых отложений дадим краткую характеристику их состава, строения и свойств по интервалам.

Осадки самого верхнего интервала (I) отличаются максимальной влажностью (до 89%), пористостью (до 65%), минимальной объемной массой скелета ($0,85 \text{ г/см}^3$) и прочностью ($0,09 \text{ кг/см}^2$). Содержание фракции $< 0,01 \text{ мм}$ составляет 75—80%, CaCO_3 15—20% и $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,60—1,00%. Особенность осадков этого интервала — самопроизвольное уплотнение и дегидратация (синерезис), обусловленные процессами, протекающими в придонных отложениях.

Следующему интервалу (II) соответствуют осадки, находящиеся в текучем состоянии. Нижняя граница этого интервала ($\sim 22 \text{ м}$) совпадает с переходом отложений из текучего состояния в пластичное. Потеря осадками текучести связана с интенсивной дегидратацией и уплотнением. Естественная влажность, пористость, объемная масса скелета и прочность изменяются в пределах этого интервала соответственно: от 66 до 38%; от 65 до 49%; от $0,85$ до $1,34 \text{ г/см}^3$ и от $0,09$ до $0,50 \text{ кг/см}^2$. Среднее содержание пелитовой фракции равно 76%, а количество CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ изменяется соответственно в пределах: 7—30 и 0,7—2,3%.

Начиная со следующего интервала (III) интенсивность дегидратации и уплотнения осадков постепенно затухает. От верхней границы интервала ($\sim 22 \text{ м}$) до нижней ($\sim 250 \text{ м}$) показатели физико-механических свойств изменяются следующим образом: естественная влажность 38—25%; пористость 49—38%; объемная масса скелета $1,34$ — $1,70 \text{ г/см}^3$ и прочность $0,5$ — $3,0 \text{ кг/см}^2$. Отложения рассматриваемого интервала более грубозернистые (среднее содержание фракции $< 0,01 \text{ мм}$ — 67%) и менее известковистые ($\sim 10\% \text{ CaCO}_3$) с небольшим ($\sim 0,55\%$) содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$. Нижняя граница интервала соответствует переходу отложений из пластичного состояния в твердое.

Таким образом, породы IV интервала находятся в твердом состоянии. Их естественная влажность меньше влажности предела пластичности, что свидетель-

стует о присутствии в глинах в основном адсорбционно-связанной воды и небольшого количества свободной и "осмотической". Особенность этих пород — формирование в них ориентированной в плоскости напластования микротекстуры. Если величина степени ориентации глинистых частиц в первых трех интервалах разреза составляет примерно 0,5, что соответствует беспорядочной микротекстуре, то ее среднее значение для данного интервала равно 0,72, что говорит о преимущественной ориентации частиц в плоскости напластования. Переход отложений в твердое состояние также связан с образованием между частицами более жестких, точечных контактов. В результате резко увеличивается прочность пород (до 35 кг/см^2 ; среднее для интервала 11 кг/см^2), начинает проявляться анизотропия прочности, а разрушение образцов имеет хрупкий характер. Процессы дегидратации и уплотнения выражены слабо. В пределах интервала естественная влажность изменяется от 25 до 17%, пористость — от 38 до 30%, а объемная масса скелета — от $1,70$ до $1,90 \text{ г/см}^3$. Содержание в породах CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ остается примерно таким же, как в III интервале, однако количество частиц пелитовой размерности ($< 0,01 \text{ мм}$) возрастает до 96%.

Отложения V интервала характеризуются следующими литологическими показателями. Содержание CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ соответственно равно 7–15 и 0,27–53%. Среднее содержание пелитовой фракции равно 72%. Среднее значение степени ориентации составляет 0,57. Влажность, пористость и объемная масса скелета изменяются по глубине соответственно: от 15 до 13%; от 30 до 25% и от 1,9 до $2,0 \text{ г/см}^3$. Среднее для всего интервала значение прочности равно 18 кг/см^2 .

Породы VI интервала по составу и физико-механическим свойствам близки к породам V интервала. Отличие состоит лишь в повышенном содержании частиц менее $0,01 \text{ мм}$ (среднее 99%) и в более высоком значении степени ориентации глинистых частиц (среднее 0,75).

Приведенные литологические данные показывают, что выделенные интервалы разреза объединяют отложения одинаковой степени дегидратации и соответственно одинаковой консистенции, пористости, объемной массы и прочности. Кроме того, из этих данных видно, что интервалы выделены также с учетом фациальных особенностей разреза, которые наиболее отчетливо проявляются по мере захоронения отложений (см. фиг. 1).

Таким образом, факторный анализ позволил выявить и количественно обосновать постседиментационные закономерности дегидратации и уплотнения плиоцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага с учетом их фациальных особенностей. Рассматривая выделенные интервалы разреза как зоны литификации в преобразовании изученных отложений под действием увеличения уплотняющего давления от 0 до $150\text{--}250 \text{ кг/см}^2$ и температуры от 10 до $31 \text{ }^\circ\text{C}$, можно выделить соответственно шесть этапов. Приведенные выше результаты факторного анализа и литологические данные позволяют объединить эти этапы по особенностям протекающих в них процессов в две стадии литогенеза — диагенез и катагенез.

Стадия диагенеза характеризуется интенсивной дегидратацией и уплотнением осадков. Она протекает в три этапа при изменении давления от 0 до 24 кг/см^2 и температуры от 10 до $15 \text{ }^\circ\text{C}$ и охватывает отложения до глубины 250 м .

На стадии катагенеза отложения переходят в твердое состояние, а интенсивность их дегидратации и уплотнения значительно ослабевает. Особенности этой стадии являются образование и развитие в породах непосредственных (сухих) контактов сначала переходного (точечного), а затем фазового типа [6] и формирование ориентированной в плоскости напластования микротекстуры. Переход от стадии диагенеза к стадии катагенеза довольно отчетливо улавливается в IV зоне литификации ($250\text{--}550 \text{ м}$) по переходу отложений в твердое состояние, по ориентации глинистых частиц в плоскости напластования и резкому увеличению прочности пород. Это позволяет IV этап литогенеза рассматривать как переходный между диа- и катагенезом, как этап приспособления пород к термобарическим условиям катагенеза. Очевидно давление и температура выше 25 кг/см^2 и $15 \text{ }^\circ\text{C}$, существую-

щих на IV этапе литогенеза, оказываются критическими для рассматриваемых глинистых отложений, и в них начинается коренная перестройка микростроения. Эти преобразования могут быть вызваны также некоторым увеличением эффективного (уплотняющего) давления за счет начала действия давления столба морской и поровой воды непосредственно на скелет грунта и частичным исчезновением взвешивающего эффекта. Необходимым условием для этого является формирование водонепроницаемых глинистых отложений, которые нарушали бы связь между водой, заключенной в породе, и водой бассейна. Этому условию вполне могут удовлетворять породы IV зоны литификации. В результате этих процессов эффективное давление может постепенно увеличиться почти в 2 раза и на глубине 1255 м достичь величины не 150, а 250 кг/см². Таким образом, V и VI этапы литогенеза отвечают ранней стадии катагенеза. Породы на этой стадии оказываются весьма устойчивыми к изменению давления, а температура еще не превышает 31 °С.

Если изученный разрез глинистых отложений Бакинского архипелага представить как верхнюю часть литосферы, а постседиментационное преобразование их считать результатом взаимодействия двух геосфер — гидросферы и литосферы, то приведенные выше результаты позволяют рассматривать зону диагенеза как зону пересечения этих двух геосфер в пределах акваторий. Естественно, что на стадии диагенеза будут преобладать процессы, протекающие в гидросфере, а на стадии катагенеза — процессы, протекающие в литосфере. Данная трактовка двух стадий литогенеза согласуется с одним из принципов классификации осадочных пород по преобладающему в них компоненту. В одном случае мы будем иметь отложения, в составе которых преобладает жидкая фаза, а в другом — твердая. Такого рода выводы позволяют надеяться на возможность построения классификации осадочных пород на количественной основе, раскрывающей структуру связей всех элементов породы, вплоть до генетических признаков. Создание такого рода количественной классификации позволило бы использовать в дальнейшем многомерные статистические методы для литолого-фациального, а затем и формационного анализов, теоретические основы которых уже разработаны [7, 8].

В заключение целесообразно подчеркнуть, что полученные результаты не только подтверждают современную теорию литогенеза, послужившую основой постановки задачи для математического моделирования, но и значительно расширяют ее. Кроме того, они позволяют конкретизировать постановку задач для дальнейших исследований.

Список литературы

1. *Бабинец А.Е., Емельянов В.А., Митропольский А.Ю. и др.* Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. Киев: Наук. думка, 1981. 194 с.
2. *Йёреског К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А.* Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 222 с.
3. *Куприн П.Н., Шатов А.С., Шлыков В.Г. и др.* Зональность в изменении свойств донных отложений Каспийского моря по разрезу // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 107–125.
4. *Поляков А.С.* Формирование физико-механических свойств и изменение микротекстуры морских глинистых отложений в процессе литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 4.
5. *Поляков А.С., Осипов В.И., Котлов В.Ф., Куприн П.Н.* Изменения микротекстуры и физико-механических свойств глинистых отложений Бакинского архипелага при переходе их из стадии диагенеза в стадию катагенеза // Инж. геология. 1979. № 5. С. 29–40.
6. *Сергеев Е.М., Осипов В.И., Трофимов В.Т.* Взаимодействие твердого и жидкого компонентов и динамика свойств грунтов // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. I. М.: Наука, 1985. С. 187–206.
7. *Тимофеев П.П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 207 с.
8. *Тимофеев П.П.* Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182.

УДК 552.13

Фомин А.Н.

**К ПРОБЛЕМЕ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ
ВИТРИНИТА С ЛИТОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Рассмотрен вопрос о темпах углефикации органического вещества в различных литологических типах пород. Обобщение литературных материалов и собственных наблюдений автора не позволяет однозначно судить о влиянии литологии на изменение отражательной способности витринита. Наблюдаемые небольшие вариации этого параметра как в сторону увеличения, так и уменьшения не выходят за границы стадий и зачастую лежат в пределах точности метода исследования.

При оценке перспектив нефтегазоносности осадочных толщ важное значение имеет степень их литификации. Существует множество методов, способных в той или иной мере установить преобразованность осадочных отложений. Наиболее надежно это осуществляется углепетрографическими методами по захороненным в породах органическим остаткам, которые вследствие своего специфического химического состава и строения очень чувствительны к термобарическим воздействиям. Поэтому на них более отчетливо по сравнению с минеральными компонентами пород проявляются следы катагенетического изменения. Это свойство органического вещества (ОВ) уже давно используется для решения вопросов, касающихся определения степени преобразования осадочных пород. Самым точным в настоящее время и поэтому широко распространенным методом является диагностика стадий катагенеза по отражательной способности микрокомпонентов ОВ. Чаще всего это осуществляется по витриниту — микрокомпоненту, хорошо представленному в породах широкого стратиграфического диапазона (от девона до неогена) и обладающему к тому же закономерным изменением оптических и химических свойств в ходе углефикации.

О причинах, вызывающих преобразованность ОВ, у исследователей имеются разные точки зрения. Из кинетики химических реакций отчетливо прослеживается главенствующая роль температуры в процессах карбонизации ОВ. Это наглядно подтверждается аномально высоким катагенезом ОВ в зонах контакта осадочных пород с магматическими телами. Поэтому большинство исследователей считают, что катагенез ОВ контролируется преимущественно возрастанием температуры в осадочных толщах. Правда, другие авторы существенное значение придают роли таких факторов, как давление, время, обстановка захоронения органических остатков, литологический состав вмещающих пород и т.д., либо сочетанию некоторых из них. Понятно, что однозначное выяснение причин, обуславливающих катагенез ОВ, представляет значительный интерес.

Однако роль отдельных факторов остается пока еще дискуссионной. Не выяснен окончательно также вопрос о влиянии литологического состава пород на темп карбонизации захороненного в них ОВ. Одни исследователи, интерпретируя результаты оптических и химических анализов, не прослеживают связи между изменением параметров ОВ и литологией либо считают, что она носит слу-

Таблица 1

Отражательная способность витринита (R^0) в различных литологических типах пород, %

Регион, месторождение	Песок	Глина	Уголь	Стадия литогенеза
Прибалтика	0,15	0,17	0,18	Торф
Днепровский бассейн	0,21	0,21–0,24	0,24–0,28	Б ₁
Кузбасс, Богословское	0,29	0,38	0,42	Б ₂₋₃
Грузия, Ткибульское	0,73	0,83	0,90	Г-Ж
Грузия, Ткварчельское	0,82	–	1,05	Г-Ж

Таблица 2

Химические и оптические характеристики ОВ в породах Ангреноского бурогоугольного месторождения

Порода	Элементный состав ОВ, %		Показатель преломления витринита
	С	О	
Песчаник	66–68	27–29	1,69
Аргиллит	69–71	24–26	1,71
Уголь	71–75	21–24	1,72

чайный характер, зависящий от ряда причин, другие доказывают закономерность изменения характеристик ОВ в ряду песчаник – аргиллит – уголь.

Так, П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой [11] была исследована гелифицированная древесина сравнительно широкого диапазона литификации (от торфа до каменных углей) из различных литологических типов пород, принадлежащих к отложениям дельтовых, русловых, пойменных, озерно-болотных и болотных фаций (табл. 1).

Судя по этим данным, прослеживается возрастание средних значений отражательной способности витринита (ОСВ) в ряду песчаник – аргиллит – уголь. По шкале катагенеза эта разница значений соответствует примерно полстадии. Подобный характер углефикации был ими отмечен при изучении ОВ в породах Ангреноского бурогоугольного месторождения [10]. Здесь фиксируется нарастание преобразованности ОВ от песчаников к углям, хотя различия в параметрах весьма незначительны и находятся главным образом в пределах точности применяемых методик (табл. 2).

Наблюдаемые вариации отражательной способности витринита и других параметров П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова связывают с влиянием литологического состава пород и условиями их формирования. Так, накопление песчаников происходило в аллювиально-дельтовых обстановках, аргиллитов – в озерно-пойменных и углей – в болотных. Известно, что растительные остатки, попадая в различные палеогеографические обстановки осадконакопления с определенным палеогидродинамическим режимом, претерпевали неодинаковые превращения. В частности, при изучении углей Ангреноского месторождения было отмечено, что телинит, залегающий в пористом песчанике, по химическим показателям более окислен, чем однотипные микрокомпоненты в аргиллите [8]. Это объясняется более значительным воздействием на органические остатки кислорода,

сорбированного грунтовыми водами в пористой среде песчаника, по сравнению с аргиллитом. А как известно, действие окислительных процессов чаще всего приводит к увеличению ОСВ. В глинистых же отложениях, обладающих чаще всего слабыми фильтрационными качествами, растительные остатки лучше изолированы от влияния водной среды и поэтому хорошо сохраняются.

Обстановка формирования отложений может меняться даже в пределах одного и того же пласта. В связи с чем однотипные микрокомпоненты в разных его участках будут отличаться по оптическим и химическим характеристикам. Так, было установлено, что витринит в углях дюренового типа обладает более повышенной отражательной способностью, чем в клареновых и витреновых. Угли дюренового типа формировались в проточных водоемах, в которых из-за привноса свободного кислорода происходило частичное окисление лигнино-целлюлозных тканей. Образование кларенов и витренов приурочено к застойным водоемам с восстановительной средой, благоприятной для сохранения фрагментов от разрушительного воздействия окислительных процессов. В зависимости от исходного материала и условий формирования отложений выделяются различные типы витринита — от сильно- до маловосстановленного. Последний отличается более высокими значениями отражательной способности [6]. Это же наглядно видно и из сравнения ОСВ в богхеде и в типичных гумусовых углях. В первом сапропелевая среда формирования несколько снижает темп углефикации [2].

Кроме "фациальных" причин и, возможно, различий в исходном материале, физическая неоднородность фюзеновых углей может оказывать влияние на изменение отражательной способности участков витринита, расположенных между фюзинированными микрокомпонентами. Это явление названо Н.М. Крыловой [6] *оптическими аномалиями*. Оно выражается в небольшом локальном увеличении анизотропности и ОСВ, находящегося у контакта, а иногда и вокруг некоторых "твердых" компонентов, какими являются фюзинированные фрагменты и минеральные частицы. При наличии большого количества "твердых тел" в угле зажатые между ними участки витринита уплотняются, приобретают молекулярное упорядочение и в связи с этим становятся более анизотропными с повышенными значениями отражательной способности. Такие явления наиболее характерны для тектонически активных районов, отложения которых испытывали существенные динамические нагрузки.

Из результатов исследования Г.М. Парпаровой углистого детрита мезозойских отложений Сургутского района следует, что темп углефикации витринизированных остатков возрастает в ряду песчаник — аргиллит — уголь и в некоторой степени зависит от величины фрагментов: В частности, показатель преломления витринита в нерастворимом ОВ из аргиллитов, не содержащих визуально различимых углистых включений, обычно на 0,015—0,020 выше, чем в макродетрите из однотипных образцов того же интервала глубин [5]. По мнению В.А. Успенского, эти различия показателей преломления витринита из микро- и макродетрита, вероятно, объясняются несколько различными условиями их захоронения и преобразования. Возможно, при переносе течениями обрывки ОВ частично окисляются, что, как известно, способствует чаще всего увеличению их отражательной способности и показателя преломления. Кроме того, при захоронении макродетрит образует механические включения в породе, тогда как микродетрит находится, вероятно, в состоянии, близком к сорбированному, и под каталитическим влиянием минеральных частиц породы, возможно, изменяется несколько более, чем макродетрит [14].

Таким образом, ряд исследователей считают, что отражательная способность витринита в аргиллитах и углях больше, чем в песчаниках. Однако эта зависимость прослеживается не всегда четко, что, вероятно, обусловлено разными причинами: особенностями исходного растительного материала витринита и его микробиологических изменений, окисленностью и т.д. Довольно многочислен-

Химические и оптические характеристики витринита в породах Ткибульского месторождения (угли стадии Г)

Порода	C^r , %	$N_{пр}$	R^a , %
Песчаник	80,3–83,1	< 1,795	6,6–7,0
	81,8		
Аргиллит	79,5–84,4	1,795–1,804	7,0–8,2
	80,6		
Уголь	82,8–84,2	1,797–1,804	8,0–9,0
	83,6		

Примечание. В числителе приведены пределы содержания углерода, в знаменателе – среднее значение.

ные отклонения от этой схемы отметил И.И. Аммосов [1], указавший на некоторые возможные причины этих явлений. Соглашаясь в общем с выявленной особенностью, он отметил, что она установлена преимущественно по средним данным, которые перекрывают друг друга в разных типах пород.

Довольно полное обобщающее исследование по этим вопросам проведено Н. Бостиком и Г. Фостером на материале карбоновых отложений Иллинойского бассейна. Они указывают, что ими не прослеживается прямого влияния литологического состава пород на показатели катагенеза РОВ. Отсутствие четкой картины авторы объясняют следующими причинами: различными типами растительных ассоциаций, уровнями гелификации или биохимической углефикации в диагенезе, скоростями реакций катагенеза, связанными с различиями свойств сопутствующих минералов, разной проницаемостью пород и количеством содержащегося в них ОВ [15].

Следует отметить, что заключения отдельных исследователей по этому вопросу не вполне убедительны. Так, Б.К. Чичуа [12], на работу которого нередко ссылаются при рассмотрении этого вопроса, приводит следующие результаты изучения витринита в отложениях Ткибульского угольного месторождения (табл. 3).

Судя по этим данным, отмечаются довольно значительные вариации в ОСВ, соответствующей стадиям Б-Д в песчаниках и Г-Ж в углях. Но в то же время с этими материалами не согласуются слабые различия в содержании углерода C^r и показателе преломления $N_{пр}$ витринита в различных породах. К тому же в однотипных породах фиксируются существенные колебания оптических и химических параметров витринита. Все это вызывает сомнения в представительности фактического материала исследования, который едва ли может служить доказательством влияния литологического состава на темп углефикации ОВ. Тем более, что П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова, изучавшие аналогичные породы этого же месторождения, установили разницу в отражательной способности витринита R^o между песчаниками и углями лишь в 0,17%, т.е. расхождения в данных не выходят за пределы одной стадии [11].

В более поздней работе Б.К. Чичуа с соавторами на примере изучения угленосных отложений Грузии и Донбасса показали, что в одноименных зонах катагенеза оптические свойства витринита из различных литологических типов пород примерно одинаковы. В одних случаях витринит из песчаников и аргиллитов характеризуется несколько пониженным показателем отражения, чем в углях, в других – наоборот. Нередко отмечаются и равные значения этого параметра.

На основании изученных материалов эти исследователи пришли к выводу, что в диапазоне всей шкалы катагенеза (стадии Б-А) первичные литолого-фациальные факторы не оказывают существенного влияния на формирование оптических свойств витринита [13].

Проведенные нами многочисленные измерения отражательной способности витринита (однородный коллинит) в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты (в меньшей мере по другим регионам и иного возраста) не позволяют однозначно судить о связи ОСВ с литологическим типом пород. Для исследования брались образцы с узкого интервала глубин (обычно с разницей в несколько метров), чтобы избежать влияния как региональных, так и локальных факторов катагенеза. Следует заметить, что Западно-Сибирская плита является чрезвычайно удобным объектом для изучения этого вопроса. В осадочном комплексе широко представлены песчано-алевритовые и глинистые отложения, содержащие ОВ как в концентрированной, так и в рассеянной формах. К тому же в доюрских терригенно-карбонатных толщах встречается РОВ, преобразованное в диапазоне стадий Ж-А. Для изучения менее углефицированного ОВ брались породы различных литологических типов (формирование каждого из которых происходило в близких фациальных условиях) юрского возраста юга Западно-Сибирской плиты, а также из некоторых буроугольных месторождений Забайкалья (Харанорское, Тигнинское, Гусиноозерское). Замеры ОСВ производились на фотоэлектронной установке ПООС-1 при длине волны 546 нм в воздушной R^a и иммерсионной R^o средах. Для исследования использовались полированные аншлифы, изготовленные из ненарушенной породы без предварительного обогащения. Тем самым исключено влияние сильных кислот на оптические характеристики органических остатков при растворении минеральной части породы.

По нашим наблюдениям над преобразованностью ОВ от стадии Б до А (отдельные результаты приведены в табл. 4), не прослеживается четкой зависимости ОСВ от литологического состава пород. В одних случаях фиксируется рост отражательной способности витринита от песчаников к углям, в других — отмечается снижение этих значений. Так, в районах буроугольных месторождений Забайкалья R^a в углях на 0,3–0,4% больше, чем в глинистых отложениях. Подобные же результаты получены по Ванжильской площади Западно-Сибирской плиты. В отложениях этого региона с катагенезом стадии Д зафиксированы иные результаты. Здесь на Чкаловской, Чагвинской, Парбигской и других площадях ОСВ в углях либо такая же, как в других породах, либо даже меньше. И только на Юбилейной площади R^a в углях на 0,4% больше по сравнению с песчаниками.

Из 17 рассмотренных разведочных площадей, на которых ОВ преобразовано до стадии Г, только на семи отмечается некоторое повышение ОСВ в ряду песчаник — аргиллит — уголь. Тогда как на пяти прослеживается обратная зависимость и на остальных пяти не обнаружено связей с литологическим составом пород. Так, на Калиновой площади R^a в аргиллите на 0,6% больше, чем в алевролите, и в то же время на 0,3% больше, чем в углях. На Чкаловской площади R^o в угле на 0,4% больше, чем в аргиллите, но на 0,1% меньше, чем в песчанике.

Отложения с катагенезом стадии Ж изучались с Никольской и Чкаловской площадей. На первой R^o в углях на 0,1% больше, чем в аргиллитах, на второй эти значения практически равны (1,0 и 0,95); в песчаниках значение R^o заметно больше (1,15%). С трех разведочных площадей было исследовано ОВ палеозойских отложений, находящихся уже на этапах апокатагенеза. На Колпашевской площади отмечены примерно одинаковые значения в песчаниках и аргиллитах (соответственно 12,8 и 13,0%). На Средненюрольской площади эта разница довольно существенна (12,0 и 14,1%) и выражается уже целой стадией катагенеза. На Восточно-Никольской площади трудно проследить взаимосвязь ОСВ с лито-

Отражательная способность витринита в различных литологических типах пород

Месторождение или скважина	Порода	Интервал отбора, м	ОСВ, %		Стадия ката- генеза
			R^a	R^o	
1	2	3	4	5	6
<i>Забайкалье</i>					
Харанорское	Глина	Карьер	6,4	—	Б
	Уголь	"	6,7	—	"
Тигнинское	Аргиллит	"	6,0	—	"
	Уголь	"	6,4	—	"
<i>Юг Западно-Сибирской плиты</i>					
Ванжилъская-1	Песчаник		6,3	0,35	"
	Алевролит	1784—1786	6,4	0,37	"
	Уголь	1417—1426	6,6	0,40	"
Чкаловская-5	Песчаник	2594—2598	7,1	—	Д
	Уголь		7,0	—	"
Чагвинская-1	Аргиллит	2771—2775	7,1	—	"
	Уголь		7,0	—	"
Парбигская-3	Песчаник	2691—2694	7,2	—	"
	Аргиллит		7,2	—	"
Сельвейкин- ская-2	Алевролит	2616—2623	7,1	—	"
	Уголь		7,3	—	"
Северо-Льм- бельская-2	Песчаник	2195—2199	7,2	—	"
	Уголь	2134—2138	6,9	—	"
Юбилейная-404	Песчаник	2459—2464	7,0	—	"
	Аргиллит	2607—2511	7,4	—	"
Няргинская-1	Алевролит		7,6	—	Г
	Аргиллит	2314—2335	8,2	—	"
	Уголь		7,0	—	Д
Можанская-1	Алевролит	2600—2605	7,8	—	Г
	Аргиллит		7,8	—	"
Верхнесалат- ская-25	Алевролит	2480—2490	—	0,87	"
	Аргиллит		—	0,80	"
Нюльгинская-1	Песчаник	3195—3199	7,5	—	ДГ-Г
	Уголь	3084—3089	6,7	—	БД
Верхнекарзин- ская-1	Аргиллит	2382—2384	7,4	—	Д
	Уголь	2507—2511	8,0	—	Г
Нижнетабаган- ская-4	Аргиллит	2828—2836	7,8	—	"
	Уголь	2876—2886	7,1	—	Д
	Песчаник	3100—3109	7,6	—	Г
	Уголь	3093—3100	7,1	—	Д
	"	3130—3132	7,3	—	"
Южно-Урман- ская-1	Алевролит	3085—3090	7,9	—	Г
	Уголь	3140—3147	7,4	—	Д-ДГ
Пограничная-2	Алевролит	2604—2615	8,0	—	Г
	Аргиллит		8,1	—	"
	Уголь	2671—2678	8,2	—	"
Проточная-2	Песчаник	2525—2531	7,8	—	"
	Уголь		8,0	—	"
Северо-Оста- нинская-9	Песчаник	2781—2800	7,7	—	"
	Уголь		8,1	—	"
Калиновая-12	Песчаник	2828—2836	7,8	—	"
	Уголь		7,8	—	"

1	2	3	4	5	6
Калиновая-22	Алевролит		7,3	—	Д
	Аргиллит	2660—2626	7,9	—	Г
	Уголь		7,6	—	”
Крыловская-2	Песчаник	2581—2593	7,5	—	ДГ-Г
	Аргиллит		7,9	—	Г
Чкаловская-7	Песчаник		8,0	—	”
	Аргиллит	2587—2593	7,5	—	ДГ-Г
	Уголь		7,9	—	Г
Лесная-206	Алевролит	2642—2658	7,2	—	Д
	Аргиллит		7,6	—	Г
Чимулякская-1	Алевролит	2446—2451		0,70	”
	Аргиллит	2505—2510	—	0,90	ГЖ-Ж
Чкаловская-3	Песчаник	3048—3069	—	1,14	”
	Аргиллит	3104—3122	—	0,95	”
	Уголь	3095—3100	—	1,0	ГЖ-Ж
Никольская-1	Аргиллит	3176—3183	8,5	1,0	ГЖ-Ж
	Уголь		8,6	—	”
Средненюроль- ская-45	Песчаник	2697—2603	12,0	—	Т-ПА
	Аргиллит		14,1	—	А
Колпашев- ская-7	Песчаник	2836—2839	12,8	—	ПА
	Аргиллит		13,0	—	”
Восточно- Никольская-1	Аргиллит	4496—4500	13,1	—	ПА-А
	”	4460—4475	12,0	—	Т-ПА
	Уголь	4399—4412	12,3	—	ПА

логическим составом пород. Здесь в одних пробах аргиллитов ОСВ существенно больше, чем в углях, в других — меньше.

Таким образом, в изложенных нами материалах не всегда прослеживается зависимость отражательной способности витринита от литологического типа пород. Однако в решении вопроса о темпах углефикации изометаморфного витринита далеко не достаточно рассуждений о роли песчаников, аргиллитов и углей. Наблюдения показали, что даже в песчаниках с практически одинаковыми литологическими особенностями, так же как и в других породах, могут находиться частицы витринита с различными оптическими характеристиками. Возможно, для объяснения разницы в значениях ОСВ имеет значение не гранулометрический, а минералого-петрографический состав породы, а также их теплопроводность и теплоемкость. Известно, что горючие ископаемые, неорганические породы, минералы и флюиды обладают различными значениями этих параметров (табл. 5). Например, породы с ожелезненными прожилками, с включениями пирита, сидерита и кальцита или других хорошо проводящих тепло минералов характеризуются более высокими значениями теплопроводности. Поэтому не удивительно, что в одних и тех же литологических типах пород преобразованность ОВ зачасую выше в тех из них, в которых содержание пирита значительно больше.

Интенсивность переноса тепла в породах зависит от их химического состава, плотности, температуры, кристаллического строения и т.д. В общем случае со снижением компактности укладки кристаллов их теплопроводность уменьшается. В осадочных породах решающим фактором, определяющим их теплопроводность, являются не столько свойства твердого скелета, сколько проводимость заполнителя межзерновой среды: воздуха, воды, нефти и т.д. Низкой теплопроводностью и высокой теплоемкостью резко выделяются наиболее насыщенные влагой озерные, морские и океанические отложения. Нефтенасыщенные осадочные породы обычно имеют заметно меньшие значения теплопроводности по сравнению с однотипными водонасыщенными [4].

С уменьшением размера зерен постепенно снижается теплопроводность пород, что объясняется ослаблением конвективного переноса тепла водой и сохранением

Теплофизические свойства осадочных пород и флюидов [9]

Порода, флюид	Теплопроводность, Вт/м · градус	Теплоемкость, Дж/кг · градус	Порода, флюид	Теплопроводность, Вт/м · градус	Теплоемкость, Дж/кг · градус
Песчаник	1,81	925	Каменная соль	3,64	2557
Алевролит	1,65	894	Торф	0,07	1758
Аргиллит	1,32	846	Каменный уголь	0,45	1160
Глинистый сланец	2,34	982	Антрацит	0,59	—
Доломит	3,24	1088	Воздух	0,026	1007
Известняк	2,37	897	Вода	0,61	4180
Мергель	1,96	1908	Нефть	0,14	2093

его в толщах, а также повышением контактного теплового сопротивления в микропористых структурах. В связи с этим вполне вероятно ожидать, что темп углефикации ОБ будет нарастать в ряду песчаник – аргиллит – уголь, что и наблюдается на этапах протокатагенеза (стадия Б). Но, как было показано выше, на это может накладываться ряд других причин, способных в той или иной мере повлиять на интенсивность карбонизации ОБ.

На изменение теплофизических характеристик осадочных отложений заметное влияние оказывает степень их литификации. В частности, у терригенных пород при этом существенно уменьшается теплопроводность. Для карбонатных четкой зависимости не устанавливается. Среди них наибольший коэффициент теплопроводности имеют плотные, микрoзернистые известняки и доломиты с включениями высокотеплопроводных минералов. Известняки, доломиты, каменная соль и другие хомогенные осадочные породы отличаются от терригенных значительно более высокой теплопроводностью (см. табл. 5), в связи с чем тепло в этих толщах слабо удерживается и может наблюдаться замедление темпа углефикации. Так, рядом исследователей на основе интерпретации данных об изменении количества и качества РОВ, битумоидов и углеводородов в процессе литогенеза карбонатных пород отмечалось, что интенсивность генерации и эмиграции УВ в этих толщах смещается по сравнению с глинистыми в более глубокие зоны катагенеза [3]. Замедлению интенсивности преобразования ОБ в карбонатных породах, возможно, способствует также малое содержание или отсутствие глинистых минералов, являющихся катализаторами в процессах нефтеобразования. С увеличением содержания песчано-глинистого материала в карбонатных и соленосных породах их теплопроводность существенно уменьшается, а мергели и мел по этому параметру близки терригенным отложениям.

Если исходить из теоретических соображений, то литологический состав пород должен весьма существенно влиять на глубинную зональность катагенеза РОВ. Как известно, в осадочных толщах тепловой поток находится в прямой зависимости от геотермического градиента и теплопроводности пород. Из этого следует, что при одинаковой интенсивности теплового потока геотермические градиенты будут обратно пропорциональны теплопроводности пород. Поскольку максимальной теплопроводностью обладают соли, а наименьшей – каолиниты (см. табл. 5), то геотермические градиенты, а следовательно, и глубинная зональность катагенеза ОБ при одинаковой интенсивности теплового потока и однотипном литологическом составе пород (угли, соли) должна быть различная: сокращенная в углях и растянутая в солях. Однако в природе, как правило, отсутствуют толщи, сложенные одним типом пород, и почти всегда в разрезе имеются породы с близкими значениями теплопроводности. Поэтому проследить влияние лито-

логического состава пород на глубинную зональность катагенеза ОВ большей частью не представляется возможным. Исключением могут служить районы развития мощных соленосных толщ.

Соли, обладающие значительно большей теплопроводностью по сравнению с вмещающими терригенными породами, прорывая осадочную толщу, в течение всего длительного процесса роста куполов играли, по-видимому, роль своеобразного природного холодильника. При этом часть тепла рассеивалась в атмосферу, а оставшаяся захватывалась самой соленосной толщей и расходовалась на эндотермические реакции. Указанные процессы, таким образом, сдерживали ход карбонизации, что выражается в аномально низком катагенезе ОВ даже на значительных глубинах. Возможно, именно поэтому в Эмбенском районе Прикаспийской впадины в подсолевых отложениях углефикация ОВ стадии Ж отмечается на глубине 7,0–7,5 км, а в Кенкиянском районе стадия Д на глубине 4,9 км [7]. Подобная ситуация характерна для ряда скважин в Сааре. Так, Г. Дамбергер в 1975 г. указывал на задержку углефикации в песчаниках из-за их высокой теплопроводности, поскольку тепло в них может переноситься столь быстро, что не оказывает заметного влияния на РОВ, и катагенез слабо возрастает с глубиной.

Таким образом, нами были рассмотрены различные факторы, способные в той или иной степени влиять на преобразованность ОВ. Из множества приведенных материалов нельзя однозначно судить о зависимости отражательной способности витринита от литологического состава пород. Так, в одних случаях отмечается рост ОСВ в ряду песчаник – аргиллит – уголь, в других этого нет, либо наблюдается обратная ситуация. В тех случаях, когда фиксируется явный рост в ряду песчаник – аргиллит – уголь, возникает предположение о влиянии литологических особенностей вмещающих пород на темп углефикации ОВ. Однако в действительности разница в значениях может быть обусловлена не только влиянием литогенеза, но и тем, что в песчанике витринит представлен коллинитом, а в аргиллите – телинитом. Как известно, эти микрокомпоненты, залегающие в непосредственной близости в одной и той же породе (в том числе и в угле), несколько отличаются по значениям отражательной способности, что является следствием особенностей исходного материала и условий его превращения в диагенезе. В связи с этим при выяснении особенностей изменения ОСВ в различных типах пород следует сравнивать однотипные микрокомпоненты. Чаще всего для диагностики стадий катагенеза используется коллинит (в том числе и автором).

Некоторые исследователи при рассмотрении роли литологического состава пород на темп углефикации ОВ опираются на данные химических, либо технических анализов. Однако точность получаемых этими методами результатов весьма невысока, и по ним можно судить лишь приблизительно об уровне преобразованности ОВ. Одной из причин этого является, возможно, то обстоятельство, что для изучения берутся навески ОВ со всей гаммой микрокомпонентов, обладающих разными темпами изменения своих параметров в ходе углефикации. Поэтому заключения о катагенезе ОВ, сделанные на основании этих материалов, зачастую не согласуются с углепетрографическими данными. Тем более не следует использовать результаты химических и технических анализов при решении такого сложного вопроса, как влияние литологических особенностей пород на интенсивность углефикации заключенного в них ОВ.

Вполне очевидно, что на органическое вещество в период захоронения и при дальнейших изменениях оказывает влияние множество факторов, ускоряющих либо замедляющих темп углефикации. От суммарного их наложения и будет зависеть отклонение ОСВ в ту или иную сторону. При диагностике стадий катагенеза обязательно следует учитывать возможность колебаний этого параметра. Однако наблюдаемые (обычно незначительные) вариации отражательной способности витринита как в различных, так и в литологически однотипных

породах чаще всего не выходят за границы стадии и нередко лежат в пределах точности метода определения (см. табл. 4). Изменение же свойств как рассеянного, так и концентрированного ОВ происходит главным образом под воздействием температуры и давления. Это позволяет широко использовать изменение оптических свойств витринита для диагностики стадий катагенеза практически любых осадочных пород, содержащих растительные остатки. Требуется лишь следить за качественным подбором образцов к исследованию и степень углефикации устанавливается по хорошо сохранившимся фрагментам однотипных микрокомпонентов, формирование которых происходило в близких фациальных обстановках.

Список литературы

1. Аммосов И.И. Литификация и нефтеносность // Петрология углей и парагенез горючих ископаемых. М.: Недра, 1967. С. 5–80.
2. Бабинкова Н.И., Калмыков Г.С. Превращение гумусовых частиц в сапропелевой среде (на примере оленекского богхеда) // Тез. докл. 3-го геол. совещ. по твердым горючим ископаемым. Ростов н/Д., 1967. С. 28–30.
3. Иванов В.В., Клубов Б.А. К вопросу о механизме нефтеобразования в карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 99–106.
4. Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. Л.: Недра, 1986. 180 с.
5. Парпарова Г.М. Метаморфизм органического вещества мезозойских отложений Сургутского района // Геология и геофизика. 1966. № 7. С. 11–23.
6. Сарбеева Л.И., Крылова Н.М. Отражательная способность микрокомпонентов углей метаморфического ряда // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих толщ. Л.: Наука, 1968. С. 87–106.
7. Соболев В.С., Парпарова Г.М. О метаморфизме рассеянного органического вещества палеозойских и мезозойских отложений восточной части Прикаспийской впадины в связи с их нефтегазоносностью // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 3. С. 722–725.
8. Софиев И.С., Горленко И.А., Семашева И.Н. Некоторые факты о влиянии среды осадка на свойства микрокомпонентов угля // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 2. С. 438–440.
9. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.
10. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Особенности углефикации витрина в породах и углях Ангрэнского бурoughольного месторождения // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 4. С. 938–944.
11. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 160–190.
12. Чичуа Б.К. К вопросу изучения начального метаморфизма осадочных пород в связи с их нефтегазоносностью // Азерб. нефт. хоз-во. 1964. № 7. С. 13–16.
13. Чичуа Б.К., Суладзе А.И., Кобахидзе А.Д. Особенности изменения отражательной способности витринита из различных литолого-фациальных типов пород в процессе катагенеза // Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1976. С. 359–365.
14. Успенский В.А. Органическое вещество и его роль в процессах эволюции осадочного материала // Тр. ВСЕГЕИ. 1975. Т. 261. С. 7–21.
15. Bostick N.H., Foster J.N. Comparison of vitrinite reflectance in coal seams and in kerogen of a sedimentary section // Petrogr. matiere org. sediments, relat. paleotemp. et petrol. P., 1975. P. 13–25.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР,
Новосибирск

Поступила в редакцию
6. VI. 1988

УДК 553.679:551.781 (262)

Покровский Б.Г., Головин Д.И.

УСЛОВИЯ ГЛАУКОНИТООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОГЕНЕ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАНЫМ

В статье обсуждаются результаты определения изотопного состава кислорода, водорода и углерода в глауконитах и глауконитсодержащих карбонатных породах палеогеновых толщ Сирии, ранее датированных Rb-Sr- и K-Ar-методами.

Глауконит — минерал, который активно используется для радиологического датирования осадочных пород. Однако часто изотопные датировки не отражают возраст осадконакопления, причем известны примеры как "омоложенных", так и "задревненных" датировок. Очевидно, что надежная интерпретация изотопных датировок теснейшим образом связана с проблемой генезиса глауконита, в первую очередь с тем, какую роль в формировании его изотопных систем играли гидротермальные явления, процессы перемыва, переотложения, эпигенеза и т.п. [7, 20]. Многие из этих вопросов в принципе можно решить с помощью стабильных изотопов, которые очень чувствительно реагируют на изменение температуры и состава минералообразующих растворов.

Объект изучения. Исследовались разрезы Джебель-Хайан, Дж. Абиад, Дж. Антар и вадии Харрар, расположенные в пределах Пальмирской складчатой зоны неподалеку от г. Тудмор (Пальмира). Подробное литологическое и микропалеонтологическое описание разрезов, развитие палеобассейна района приводятся в работах [2, 4-6, 8, 10].

Глауконитовые зерна, слагающие глауконитовые горизонты разреза, представлены смесью трехмерно упорядоченного глауконита 1M (иногда — 1Md) и смектит-глауконитовых смешанослойных фаз, содержащих от 20 до 40% разбухающих слоев, количество которых меняется от горизонта к горизонту и в глобулях различной плотности. Свободной смектитовой фазы не обнаружено.

Сохранность фораминифер в отложениях между глауконитовыми горизонтами хорошая. Отмечается обрастание нанопланктона и фораминифер вторичным кальцитом. Карбонатный материал глауконитоносных горизонтов беден микрофоссилиями. В их составе преобладают бентосные формы, но и они, как правило, плохой сохранности.

$\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ изучались: а) в валовых пробах карбонатных безглауконитовых пород, подготовленных к микропалеонтологическим исследованиям и содержащих полные комплексы планктонных фораминифер каждой конкретной зоны; б) во вмещающей глауконит карбонатной матрице ("цементе") глауконитовых горизонтов, представленной плохо сохранившимися биогенными фрагментами и вторичным кальцитом; в) в комплексах бентосных фораминифер, отобранных вручную из карбонатных безглауконитовых пород и отмытых в ультразвуковой ванне с дистиллированной водой.

Кроме того, определялся изотопный состав кислорода и водорода в самом глауконите.

δD в воде, выделенной при ступенчатом нагревании глауконита в вакууме

Номер опыта	Температура, °C	δD, ‰	H ₂ O, %	Номер опыта	Температура, °C	δD, ‰	H ₂ O, %
1	100	-133	1,13	5	500	-95	0,95
2	185	-117	0,51	6	600	-90	0,66
3	300	-90	1,93	7	700	-83	0,16
4	400	-93	1,51				

Примечание. 1. Время выдержки при каждой температуре составляет 2 ч. 2. δD_{H₂O} в воздухе во время эксперимента составляло -148‰.

Таблица 2

Влияние условий предварительной тренировки на результат определения δD и концентрации H₂O в глауконите (обр. 1040-2)

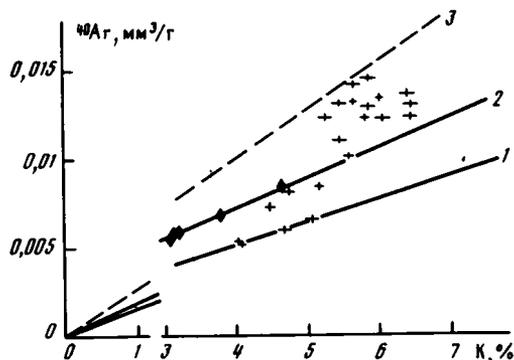
Тренировка		Выделение при 1200 °C		Тренировка		Выделение при 1200 °C	
характер пробы	T, °C	δD, ‰	H ₂ O, %	характер пробы	T, °C	δD, ‰	H ₂ O, %
Глобули	185	-108,0	5,00	Глобули	300	-109,0	3,15
Растертая	185	-108,5	4,67	Растертая	300	-109,0	2,77

Методика исследования. Кальцит для изотопного анализа углерода и кислорода разлагался с помощью H₂PO₄; глауконит — ClF₃. Воду для изотопного анализа водорода разлагали металлическим ураном. Установки, используемые для приготовления проб к изотопному анализу, описаны в работе [3].

Методика определения изотопного состава водорода в глауконите имеет свои особенности и требует некоторых пояснений. Как известно, наряду с гидроксильной водой, изотопный состав которой отражает условия минералообразования в глауконите, в последнем в значительных количествах содержатся межслоевые и поверхностно сорбированные воды. В табл. 1 приведены результаты определения δD в воде, выделенной при постепенном нагревании глауконита в вакууме. При 100 °C выделяется, по всей видимости, поверхностно сорбированная и большая часть межслоевой воды. По изотопному составу она близка к водяному пару лабораторного воздуха. В интервале 100–185 °C выделяется значительно меньше воды — вероятно, это остатки межслоевой воды. Она заметно обогащена дейтерием (возможно, при этой температуре уже начинает выделяться гидроксильная вода). При дальнейшем нагревании изотопный состав практически не меняется и, надо полагать, он характеризует собственно гидроксильную воду. Максимум ее выделения приходится на 300–400 °C. Следует отметить, что гидроксильная вода может частично теряться не только при нагревании, но и при истирании глауконита. Однако, как показывают эксперименты (табл. 2), изотопного фракционирования при этом не происходит. Значения изотопного состава водорода, приведенные в табл. 2, характеризуют воду, выделенную при 1200 °C после предварительной тренировки неистертой пробы в вакууме при 185 °C в течение 5–6 ч (до достижения вакуума ~1·10⁻⁵ мм. рт. ст.).

Изотопный состав кислорода и углерода измерялся на масс-спектрометре МИ-1201В, водорода — на модернизированном масс-спектрометре GD-150. Значения δ¹⁸O и δD даны в промилле (‰) относительно стандарта SMOW, δ¹³C — относительно PDB. Точность определения δ¹³C и δ¹⁸O ± 0,2‰; δD ± 3‰. Методика подготовки и анализа проб глауконита для K–Ar- и Rb–Sr-исследования описана в работе [4].

Фиг. 1. Зависимость содержания ^{40}Ar рад от концентрации калия для фракций глауконитов палеогена Сирии. Изохроны отвечают возрастам, млн. лет: 1 - 32; 2 - 46 [4]; 3 - 65. Размер крестов соответствует величине аналитической ошибки



Обсуждение результатов. Исследование К-Аг- и Rb-Sr-систем глауконитов позволило установить два реперных значения изотопного возраста образования отложений биостратиграфических зон по планктонным фораминиферам: 46 ± 1 млн. лет для основания зоны *Acarinina pentacamerata* (нижний эоцен) и 37 ± 1 млн. лет для основания зоны *Globigerapsis semiinvoluta* (верхний эоцен). Возможность возрастной интерпретации изотопных датировок обуславливается рядом аргументов, среди которых важную роль играет сходимость возрастов, рассчитанных по К-Аг- и Rb-Sr-изохронам, построенным по мономинеральным фракциям глауконитов [2, 4].

Вместе с тем анализ значительного числа фракций глауконита, выделенных из глауконитсодержащих пород различных стратиграфических уровней палеогена Сирии, показал невозможность получения по ним сходящихся К-Аг- и Rb-Sr-датировок. Все расчетные (кажущиеся) К-Аг-"возраста" оказываются в интервале времени от возраста отложений данного стратиграфического уровня (по существующим геохронологическим шкалам палеогена - например, [12, 21]) до 32-33 млн. лет (фиг. 1).

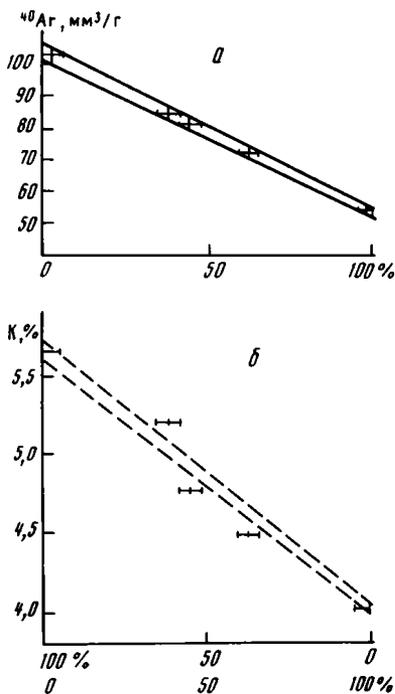
Так, величина Аг/К в наиболее легкой плотностной фракции обр. 17/83 (зона *Globorotalia lehneri*, P12, средний эоцен) совпадает с двумя ранее полученными датировками глауконитов (обр. 836 и 717) того же стратиграфического уровня из разрезов Джебель-Абиад и Арак [8] и обр. 52/83 из средней части зоны *Orbulinoides beckmani* (P13), средний эоцен, разреза по вади Харрар (табл. 3), несмотря на существенные различия в содержании калия (4,1-5,1%).

Таблица 3

Результаты изучения К-Аг-систем среднеэоценовых глауконитов

Номер образца (разрез)	Зона	Номер пробы	Плотностная фракция, г/см ³	Содержание К, %	Содержание Аг, мм ³ /г	Рассчитанный возраст, млн. лет
52/83 (Арак)	P13	79	-	4,09	0,00527	32,0±0,6
		69	<2,5	4,06	0,001528	33,2±1,0
		70	2,5-2,6	4,51	0,00722	40,0±1,2
17/83 (Джебель-Хайан)	P12	71	2,6-2,7	5,21	0,00834	40,5±1,5
		72	2,7-2,8	5,64	0,01010	45,6±1,5
		73	2,8-2,9	4,77	0,00811	43,0±1,5
836* (Арак)	P12	-	2,45-2,7	4,70	0,0059	31,9±1,5
717* (Джебель-Хайан)	-	-	2,55-2,65	5,10	0,0065	32,5±1,5

*Займствовано из работы [8].



Фиг. 2. График смешения калия и аргона для фракций глауконита (обр. 17/83):

a – заданные условия смешения по содержанию ^{40}Ar рад; *б* – проверка гипотезы смешения по содержанию калия в тех же фракциях. Коэффициент корреляции ($r = 0,9$) определяет правдоподобие гипотезы

Считая причину несходимости изотопных датировок общей для всех изученных глауконитов разрезов Центральных Пальмирид, следует ожидать, что расстояние точек на изохронных плоскостях связано с аналогичным процессом смешения разновозрастных изотопных систем, причем он должен, очевидно, затронуть как K–Ar-, так и Rb–Sr-отношения.

Так, фракции глауконита обр. 20/83 (разрез Джебель-Хайан, нижний палеоцен, зона *Globorotalia pseudobulloides*) показывают омоложенные кажущиеся K–Ar- и удревненные модельные Rb–Sr-возраста относительно ожидаемого по стратиграфическому положению ~ 63 млн. лет (табл. 4, 5). Доли "молодой" (~ 32 млн. лет) компоненты, подмешанной к "древней" (~ 63 млн. лет) в пробах глауконита 74, 75 и 76 (обр. 20/83), рассчитанные по K–Ar-отношениям, соотносятся как 33:20:13 (фиг. 3). Можно полагать, что пропорциональные этим величинам поправки, внесенные в Rb–Sr-характеристики проб, "уложат" соответствующие им точки на изохрону с возрастом 63 млн. лет.

Действительно, это удастся сделать, если принять, что современные Rb–Sr-системы проб унаследовали накопленный за предшествующие события ~ 30 млн. лет радиогенный стронций гомогенной по $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -системы; ~ 32 млн. лет назад эта система утратила ^{87}Rb . Тогда доли измененных (т.е. "молодой" по Ar/K-отношениям) частей глобуль в пробах 74, 75 и 76 соотносятся как примерно 30:20:10, что близко совпадает со значениями, оцененными по K–Ar-системе. Эти оценки подтверждают, что преобразование изотопных систем глауконита

Поэтому весьма проблематично объяснение малых значений аргон-калиевых отношений случайными процессами нарушения изотопных систем минерала, связанными со склонностью низкокалиевых глауконитов к обмену (потере?) катионов, сопровождаемому постепенной утратой радиогенного аргона [9].

Авторы считают, что возраст порядка 32 млн. лет может определять время некоторого геологического события, приведшего к образованию новых K–Ar-систем во фракциях глауконита.

Предположим, что анализируемые фракции глауконита обр. 17/83 представлены смесью "древней" изотопной системы, отвечающей времени накопления осадка (максимальная величина отношения) и "молодой" изотопной системы (минимальная величина отношения), фиксирующей некоторое геологическое событие. Тогда промежуточные величины концентраций калия и аргона должны лежать на линии смешения.

Проверка этого предположения (фиг. 2) удовлетворительно его подтверждает и позволяет грубо оценить возраст образования отложений зоны *Globorotalia leheri* 45 млн. лет, что лишь на 5–7% древнее ожидаемого возраста, рассчитанного по шкале Ж. Одена [21]. Тогда возраст, полученный по минимальному отношению, равный 32 млн. лет, должен также иметь геологический смысл. Приведенные выше рассуждения справедливы при гомогенности обеих компонент смеси.

Калий-аргоновые системы плотностных фракций глауконита (обр. 20/83)

Номер пробы	Плотностная фракция, г/см ³	Содержание К, %	Содержание Ar, мм ³ /г	Кажущийся возраст, млн. лет
74	2,5–2,6	5,86	0,0123	53,3±1,8
75	2,6–2,7	6,05	0,0134	55,5±1,2
76	2,7–2,9	5,69	0,0132	58,5±1,0

Таблица 5

Rb–Sr системы плотностных фракций глауконита (обр. 20/83)

Номер пробы	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Модельный возраст, млн. лет
74	Глауконит	177	57	9,019	0,7171	72,4
75	"	214	81	7,634	0,71496	65,8
76	"	198	198	2,885	0,71069	69,8
77	"	128	754	0,492	0,70837	–
78	"	84	1060	0,230	0,70798	–
20К	Карбонат	0	–	0	0,70783	–
20Ф	Фосфат	0	–	0	0,70780	–

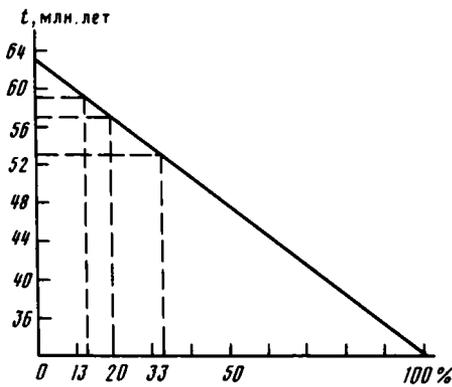
произошло на рубеже ~ 32 млн. лет, т.е. в олигоцене. Именно к этому времени относятся подъем и вывод территории Сирии выше уровня моря. Очевидно, преобразование глауконита было связано с проникновением в отложения палеогена метеорных вод, как это отмечалось в работе [20].

Попытаемся оценить, нашло ли отражение это событие в изотопном составе кислорода и водорода некоторых компонент осадочных пород разреза.

$\delta^{18}\text{O}$ и δD в глауконите. Хорошо известно, что изотопный состав океанической воды очень однообразен ($\delta\text{D} = 0 \pm 10\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 0 \pm 1\text{‰}$) и, несомненно, мало менялся в течение всего кайнозоя. Поэтому самый простой способ определения условий образования глауконита из древних отложений – сравнить его с глауконитом или близкими к нему по составу глинистыми минералами из современных океанических осадков. По данным, приведенным в работе [24], в современном глауконите δD изменяется в пределах от -74 до -90‰ и $\delta^{18}\text{O}$ – от $21,8$ до $26,3\text{‰}$. По обр. 1040-2¹ глауконита, отобранному из поверхностного слоя осадков Перуанского желоба, получены следующие значения: $\delta\text{D} = -108\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 25,2\text{‰}$. В целом образцы из отложений палеогена Сирии по изотопному составу как кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от $20,9$ до $23,8\text{‰}$), так и водорода (δD от -87 до -108‰) вполне сопоставимы с современными (табл. 6). Однако вариации δD и $\delta^{18}\text{O}$ весьма значительны и следует попытаться их как-то объяснить. Для этого прежде всего нужно как можно точнее оценить величину изотопного фракционирования в системе глауконит – вода.

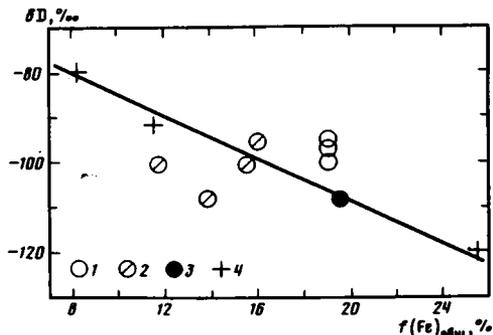
Разброс изотопных отношений в глауконите авторы работы [24] связывали в значительной мере с обменом с изотопно легкими метеорными водами. Полагая, что наиболее изотопно тяжелые образцы изменены в наименьшей степени, они определили коэффициент фракционирования α в системе глауконит – вода (для водорода 0,93 и для кислорода 1,026). Близкие значения (соответ-

¹ Образец имеет нулевой К–Ar-возраст.



Фиг. 3

Фиг. 3. Расчет доли "молодой" компоненты в смеси двух К-Аг-систем фракций обр. 20/83 с возрастом ~ 63 и ~ 32 млн. лет



Фиг. 4

Фиг. 4. Зависимость δD от концентрации железа в современных океанических глинистых осадках и глауконите

1 — образцы с ненарушенными Rb-Sr- и К-Аг-системами; 2 — образцы с нарушенными Rb-Sr- и К-Аг-системами из палеогена Сирии; 3 — современный глауконит; 4 — современные океанические, богатые железом глинистые осадки

ственно 0,94 и 1,027) были получены для монтмориллонита. Мы, однако, не можем просто воспользоваться этими данными, так как величина изотопного фракционирования зависит от химического состава, который в глауконите, как известно, сильно изменчив.

Изотопный состав водорода в гидроксилсодержащих минералах зависит от соотношения ионов железа, магния и алюминия в шестерной координации [25], причем минералы, богатые алюминием, обогащены дейтерием по сравнению с минералами, богатыми железом. В равновесии с морской водой ($\delta D = 0$) при температуре $10-15^\circ\text{C}$ значения δD в бейделлите, каолините, маргарите и других минералах близки к -30‰ , а в нонтроните — к $-100-110\text{‰}$ [14]. Современные, богатые железом глинистые осадки² обнаруживают линейную зависимость $\text{Fe}_{\text{общ}}$ и δD (фиг. 4). Проанализированный нами современный глауконит находится в хорошем соответствии с этой зависимостью.

Большая часть образцов палеогена Сирии также отличается высоким (16–19%) содержанием железа. Полученные для них величины δD (от -87 до -100‰) отвечают равновесию с морской водой, и, следовательно, в постседиментационный период глауконит оставался в отношении водорода изотопной системой. Исключение составляет обр. 20/83, в котором обнаружены наиболее низкие ($< -100\text{‰}$) значения δD при относительно малом содержании железа (см. фиг. 4).

Изотопный состав кислорода в целом не дает оснований говорить о существенной гипергенной переработке глауконита. В "классическом" варианте обмен с атмосферными водами проявляется в прямой корреляции $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Проанализированные нами образцы такой корреляции не обнаруживают. Они дают обратный тренд, который скорее отражает различные температуры образования (фиг. 5).

² Проанализированы следующие, полученные от В.И. Муравьева и Г.Ю. Бутузовой образцы современных глинистых осадков: 1) ст. 980, глубина 70–80 см, акватория Тихого океана между островами Самоа и Кука, цеолиты + нонтронит, $\delta D = -80$, $\text{Fe} = 8,35$; 2) ст. 1006, глубина 160–170 см, западный склон ВТП 37° ю.ш., нонтронит + рудные, $\delta D = -92$, $\text{Fe} = 11,5$; 3) 1040-2, континентальный склон Перу, глауконит (табл. 6); 4) 1991, Красное море, впадина Атлантис-II, тетраферринонтронит, $\delta D = -122$, $\delta^{18}\text{O} = 18,5$, $\text{Fe} = 26,0$.

Изотопные составы кислорода и водорода в глауконитах палеогена

Номер образца	Возраст (зона)	Номер пробы	Плотностная фракция, г/см ³	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	δD , ‰	H ₂ O, %	Fe, %
59/83	P15	87	2,6–2,7	23,8	-95	4,7	19,0
		88	2,7–2,8	22,9	—	—	—
836	P12	—	2,45–2,7	23,1	-100	5,9	15,6
17/83	P12	69	<2,5	21,5	-90	5,1	—
35/83	P9	51	2,85–2,9	—	-100	3,5*	19,0**
		55	2,85–2,9	—	-97	2,9*	19,0**
		58	>2,9	—	-97	3,1*	—
		60	2,8–2,85	22,0	-97	4,8	—
21/83	P9	67	2,85–2,9	—	-96	2,5*	—
19/83	P9	94	>2,9	—	-96	2,2*	—
139/140	P4	122	2,7–2,8	23,3	-87	5,2	—
557	P2	—	2,55–2,6	22,3	-89	5,0	—
20/83	Pb	74	2,5–2,6	22,9	-95	4,5	15,9
		75	2,6–2,7	—	-108	4,6	—
		76	2,7–2,9	23,8	-100	4,7	11,7
		77	>2,9	—	-102	5,0	—
4820/16	Pic	—	2,55–2,6	22,2	-90	6,3	—
1040-2***	—	—	—	25,2	-108	5,0	19,5
GL-0****	—	—	—	—	-94	5,0	—

*Концентрация воды понижена из-за примеси фосфата.

**Содержания вычислены с учетом примеси фосфата.

***Современный континентальный склон Перу.

****Стандарт Одена.

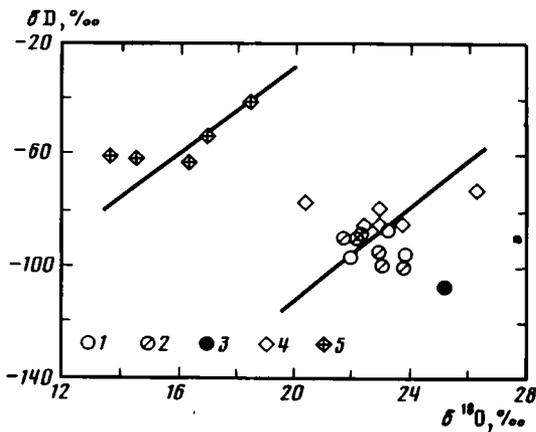
Несмотря на то что мы не располагаем экспериментальными калибровками зависимости изотопного фракционирования между глауконитом и водой от температуры, по аналогии с другими минералами, например смектитом из впадин Красного моря [15], температурный градиент $\delta^{18}\text{O}$ в глауконите можно оценить приблизительно в $0,2\text{‰}/T^{\circ}\text{C}$. Таким образом, если при 10°C в равновесии с морской водой $\delta^{18}\text{O}$ глауконита составляет $25\text{--}26\text{‰}$, то при 50°C эта величина будет примерно на 8‰ меньше.

Среди изученных глауконитов палеогена Сирии нет образцов со столь низкими $\delta^{18}\text{O}$. Максимальные температуры их образования можно оценить в $25\text{--}30^{\circ}\text{C}$. Вполне вероятно, что $\delta^{18}\text{O}$ в исследованных образцах отражают естественные колебания температур морской воды в пределах 10°C .

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и δD в глауконите в принципе могут быть связаны еще с одной причиной. На поздних стадиях диагенеза, когда придонная вода перестает поступать в осадок, состав поровых растворов будет меняться. Так как глинистые минералы обогащены ^{18}O и обеднены D по сравнению с водой, в равновесии с которой они образуются, поровые растворы постепенно обогащаются D и обедняются ^{18}O . Соответственно глауконит, образованный на поздних стадиях диагенеза, может иметь более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и высокие $-\delta\text{D}$ по сравнению с глауконитом, образованным на ранней стадии диагенеза.

Следует, однако, учесть, что по водороду этот эффект реализуется лишь в том случае, если объем новообразованных глинистых минералов превзойдет объем поровых растворов. По-видимому, это мало вероятно.

$\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах. К настоящему времени проведено большое число определений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах фораминифер из глубоководных осадков различных частей Мирового океана [1, 13, 16, 22, 23]. Эти данные



Фиг. 5. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в глауко-ните

1 — образцы с ненарушенными Rb-Sr- и K-Ar-системами; 2 — с нарушенными Rb-Sr- и K-Ar-системами из палеогена Сирии; 3 — современный глаукоцит с континентального склона Перу; 4 — мезокайнозойский глаукоцит [24]; 5 — докембрийский глаукоцит [24]. Линии показывают положение глинистых минералов, изотопный состав которых уравновешен с атмосферными водами

интенсивно используются в палеоклиматологии и стратиграфии. Предполагается, что вариации $\delta^{18}\text{O}$ отражают в основном изменения температуры воды. В раковинах планктонных фораминифер из осадков верхнего мела — эоцена $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в пределах от 28 до 31‰ (SMOW) и от -2 до +1‰ (PDB), что отвечает изменениям температуры примерно от 10 до 20 °C³;

$\delta^{18}\text{O}$ в бентосных и планктонных фораминиферах изменяется в целом синхронно, причем $\delta^{18}\text{O}$ бентоса на 1–2‰ выше, чем $\delta^{18}\text{O}$ планктона (в соответствии с нормальным температурным градиентом между поверхностными и придонными водами).

Вариации изотопного состава углерода в раковинах фораминифер связаны главным образом с эволюцией органического вещества. Преимущественное поглощение легкого изотопа ¹²C планктонными растительными микроорганизмами при фотосинтезе приводит к относительному обеднению этим изотопом растворенной в воде углекислоты, которая связывается практически без изотопного фракционирования в карбонате раковин [18]. Поэтому, чем выше биологическая продуктивность, тем больше значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах планктонных фораминифер. Периодам перестройки и относительного снижения биологической продуктивности, таким, какие имели место на границе мела и палеогена или нижнего и среднего эоцена, соответствуют отрицательные экстремумы $\delta^{13}\text{C}$ [1, 19]. В целом $\delta^{13}\text{C}$ планктонных фораминифер очень редко выходят за пределы 1–3‰. Что же касается бентосных фораминифер, то в них $\delta^{13}\text{C}$ обычно на 1–2‰ ниже, чем в планктоне. Это связано с тем, что на дне органическое вещество разлагается и растворенная углекислота обогащается ¹²C. В изотопном составе диагенетических карбонатов углекислота органического происхождения может проявляться еще заметней. Характерные различия в изотопном составе бентосных и планктонных фораминифер (а также форм, обитающих на разных глубинах), по-видимому, пропадают только в "критические" периоды, например на границе мела и палеогена [1].

Одна из основных проблем изотопной стратиграфии и палеотермометрии связана с постседиментационным изменением изотопного состава. Вообще говоря, эти изменения могут происходить как в субэпиральных, так и в субокеани-

³Изотопно-кислородные температуры вычисляются по формуле, приведенной в работе [17]: $T^{\circ}\text{C} = 16,5 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_C - \delta^{18}\text{O}_W) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_C - \delta^{18}\text{O}_W)^2$, где $\delta^{18}\text{O}_C$ — $\delta^{18}\text{O}$ CaCO₃ (PDB), $\delta^{18}\text{O}_W$ — $\delta^{18}\text{O}$ H₂O (SMOW). Подсчитано, что таяние ледниковых покровов на Земле понизит $\delta^{18}\text{O}$ воды Мирового океана на 1‰, поэтому $\delta^{18}\text{O}$ "третичного океана" принимается равным -1. В современном океане $\delta^{18}\text{O}$ воды приблизительно равно нулю.

Изотопный состав углерода и кислорода валовых проб безглауконитовых карбонатов, бентосных фораминифер и карбонатной матрицы глауконитовых горизонтов, ‰

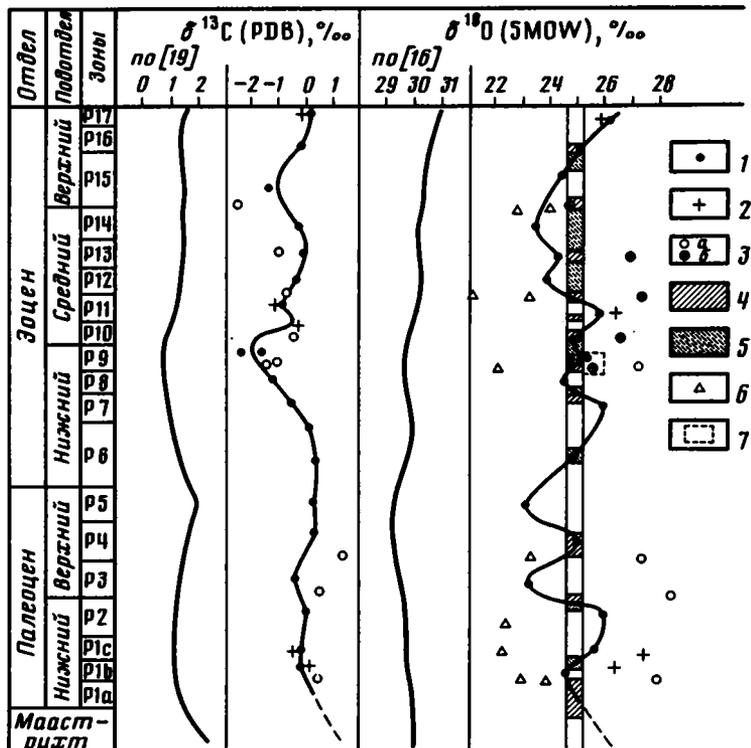
Возраст		Зона	Планктон		Бентос		Матрица	
отдел	подотдел		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Эоцен	Верхний	P17	0,1	26,3	0,0	25,8	—	—
		P16	-0,1	25,1	—	—	—	—
		P15	-1,3	24,4	—	—	-2,5	24,9
		P14	-0,3	23,5	—	—	—	—
		P13	0,0	24,4	—	—	-1,0	27,3
	Средний	P12	-0,3	23,9	-0,3	26,3	—	—
		P11	-0,9	26,0	-1,3	26,4	—	—
		P10	-0,3	24,8	—	—	-0,3	26,6
		P9	-1,7	25,4	—	—	-1,5	27,2
	Нижний	P9	-2,4	24,8	—	—	-1,3	25,5
		P8	-1,2	24,5	—	—	—	—
		P7	-0,5	26,0	—	—	—	—
P6		0,4	24,9	—	—	—	—	
P5		0,3	23,2	—	—	—	—	
Палеоцен	Верхний	P4	0,4	25,2	—	—	1,4	27,4
		P3	-0,4	23,2	—	—	0,5	28,5
	Нижний	P2	0,0	26,1	—	—	—	—
		P1c	-0,1	25,6	-0,35	27,4	—	—
Маастрихт	—	P1b	-0,1	24,6	0,0	26,4	0,4	27,9
		—	0,9	26,2	—	—	—	—

ческих условиях. Однако на суше эта опасность гораздо серьезней, так как осадки испытывают воздействие атмосферной воды, по изотопному составу резко отличной от океанической.

В табл. 7 и на фиг. 6 приведены результаты определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в маастрихт-эоценовых карбонатных породах Сирии. Первое, на что хотелось бы обратить внимание, — это устойчивый сдвиг изотопного состава кислорода на $2-2,5\text{‰}$ в глауконитовых горизонтах по отношению к безглауконитовым. Возможно, он отражает относительно более низкие (на $8-10^\circ\text{C}$) температуры, при которых формировался карбонат глауконитовых горизонтов. В современных океанах такая разность температур достигается на глубинах 500–1000 м [11]. Поэтому изотопные данные позволяют предположить, что карбонатная матрица глауконитовых горизонтов имеет диагенетическое происхождение.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных отложениях Сирии ниже, чем в фораминиферах из глубоководных осадков, которые можно рассматривать как "норму". Расчет палеотемператур дает диапазон $35-50^\circ\text{C}$ для карбонатных пород и $22-36^\circ\text{C}$ — для глауконитовых горизонтов ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O} = -1\text{‰}$), что по меньшей мере на $10-15^\circ\text{C}$ выше ожидаемых. Искажение палеотемпературной информации в принципе может быть связано с тем, что карбонатные породы Сирии формировались в несколько опресненном бассейне (с соленостью порядка 30‰).

Другой возможной причиной обогащения карбонатов ^{18}O может быть гипергенное взаимодействие с метеорными водами. При этом могли происходить частичная перекристаллизация раковин, а также химическое (через раствор) переотложение кальцита и заполнение им тех или иных пустот. Вторичным кальцитом замещены, по-видимому, раковины бентосных фораминифер, занимающие по изотопному составу кислорода промежуточное положение между валовыми пробами органогенных известняков и карбонатов глауконитовых горизонтов. Возможно, глауконитовые горизонты, более плотно сцементированные на стадии диагенеза, промывались метеорными водами слабее, чем рыхлые без-



Фиг. 6. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбоната и глауконита маастрихт-эоценового времени. Относительная длительность зон по планктонным фораминиферам дана по работе [11]

1 – безглауконитовые карбонаты (вал); 2 – бентосные фораминиферы; 3 – карбонатная матрица глауконитовых горизонтов разрезов Джебель-Хайан (а) и вадии Харрар (б); 4 – уровни глауконитовых горизонтов в изученных разрезах; 5 – то же, в других разрезах территории Сирии [5, 6]; 6 – $\delta^{18}\text{O}$ в глауконитах; 7 – "аномальное" совпадение $\delta^{18}\text{O}$ безглауконитовых карбонатов и матрицы глауконитового горизонта в разрезе вадии Харрар

глауконитовые горизонты и этим объясняется разница между ними по изотопному составу кислорода.

Вывод о диагенетическом происхождении карбонатной матрицы глауконитовых горизонтов, таким образом, правомерен независимо от того, какому из двух альтернативных объяснений отдать предпочтение. Сделать между ними окончательный выбор очень трудно. С одной стороны, возможность гипергенного преобразования карбонатов представляется очевидной, и в то же время у нас нет оснований предполагать, что эти преобразования полностью стерли информацию об изменении температур в палеобассейне, так как форма кривой $\delta^{18}\text{O}$ в целом хорошо повторяет кривую изменения $\delta^{18}\text{O}$ в глубоководных маастрихт-эоценовых осадках (см. фиг. 6).

Допустим, что интенсивность гипергенных преобразований была для всей толщи примерно одинаковой и, следовательно, утрачена лишь возможность определения истинных значений температур, но не их относительных изменений. Если сопоставить затем положение глауконитовых горизонтов в изученных разрезах с кривой $\delta^{18}\text{O}$, можно увидеть, что они попадают в очень узкий интервал колебаний $\delta^{18}\text{O}$ – от 24,9 до 25,4‰ (см. фиг. 6). Весьма вероятно, что накопление богатых глауконитом осадков происходило при строго определенных ($\pm 1^\circ\text{C}$) температурах палеобассейна, хотя мы и не можем в силу методических ограничений точно указать эти температуры. Исключение составляют глауконитовые горизонты из основания зоны P15 (*Globigerapsis semiinvoluta*),

для которой получены самые низкие в разрезе значения $\delta^{13}\text{C}$, свидетельствующие о повышенной роли в карбонатообразовании углекислоты органического происхождения. Возможно, более высокие температуры морской воды времени накопления толщ зоны P15, неблагоприятные для глауконитообразования, компенсировались активным участием в диагенезе органического вещества.

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в валовых пробах карбонатных пород Сирии очень хорошо согласуются с глобальными изменениями $\delta^{13}\text{C}$, установленными в глубоководных осадках. Отмечены значительные понижения $\delta^{13}\text{C}$ на границе мела и палеогена, а также в верхней части нижнего эоцена. Повышенная биологическая продуктивность в верхней палеоцене находит отражение в относительно высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$. Вместе с тем нельзя не отметить, что по сравнению с глубоководными осадками карбонаты из сирийских разрезов примерно на 2‰ обеднены ^{13}C . Нет разницы в изотопном составе углерода между валовыми пробами и бентосными фораминиферами, и это очень трудно объяснить воздействием эпигенетических растворов, тем более что по кислороду разница в большинстве образцов сохранялась. Геохимия и циркуляция воды в рассматриваемом палеобассейне отличались, возможно, известной спецификой, расшифровать которую пока мы не в состоянии.

Глауконитовые горизонты в верхней части разреза, как отмечалось, заметно обогащены легким изотопом углерода, что совершенно естественно связать с нормальным преобразованием богатого органическим веществом осадка на стадии диагенеза. В нижней части разреза соотношение между ними, однако, обратное. При разложении органического вещества, сопровождаемого образованием метана, происходит выделение изотопно-тяжелой углекислоты, которая при определенных условиях может фиксироваться в диагенетических карбонатах. Аналогичные процессы могли иметь место и в данном случае, хотя наблюдающийся эффект слишком мал, чтобы утверждать это с должной определенностью.

В настоящей работе перед авторами стояли две задачи. Первая заключалась в выяснении условий образования глауконита и глауконитосодержащих пород на основе изотопно-геохимических критериев, вторая — в исследовании причин нарушения Rb—Sr- и K—Ar-изотопных систем глауконита. Полученные данные позволяют предположить, что искажение возрастной информации связано не с процессами перемыва и переотложения, а с эпигенетическим воздействием, которое имело место на уровне ~ 32 млн. лет. Эта датировка рассматривается как геологически значимая, поскольку соответствует этапу выведения территории выше уровня моря в олигоцене и может быть связана с проникновением метеорных вод в породы палеоцен-эоценового возраста. Эпигенетические процессы, отчетливо проявленные в Rb—Sr- и K—Ar-системах глауконитов, не оставили столь же ясных следов в изотопном составе кислорода и водорода, который в большей части образцов близок к изотопному равновесию с морской водой при температурах не выше 25–30°C, отвечающих условиям диагенеза. Обмен с атмосферными водами проявлялся в изотопном составе лишь одного образца (20/83) с нарушенными Rb—Sr- и K—Ar-системами. Возможно, это связано с тем, что изотопный состав эпигенетических растворов (предположительно атмосферного происхождения) в субтропиках не столь сильно (на 30–40‰ по δD и 4–5‰ по $\delta^{18}\text{O}$) отличается от состава морской воды; в северных районах ситуация могла быть существенно иной.

Изменения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах безглауконитовых горизонтов маастрихт-эоценовых пород Сирии в целом синхронны глобальным изменениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, установленным по глубоководным осадкам. Вместе с тем породы из сирийских разрезов заметно обеднены ^{13}C и ^{18}O по сравнению с "нормальными" океаническими осадками, что может быть связано как с геохимической спецификой палеобассейна, так и с эпигенетическими преобразованиями.

Есть основания полагать, что накопление богатых глауконитом осадков про-

исходило при строго определенных ($\pm 1^\circ\text{C}$) температурах палеобассейна, хотя в силу методических ограничений невозможно вычислить их действительные значения. Температуры формирования глауконитсодержащих карбонатов были в среднем на 10°C ниже, чем у поверхностных, которые определяются $\delta^{18}\text{O}$ планктона. Целый ряд фактов указывает на то, что карбонатная матрица глауконитовых горизонтов была сформирована на стадии диагенеза. Карбонатная составляющая осадка при этом, по-видимому, частично растворилась, что привело к сокращению мощностей отложений, включающих глауконитовые горизонты.

Диагенетическое растворение биогенных карбонатных осадков должно сопровождаться относительным увеличением концентраций соосаждающихся с биогенными остатками минералообразующих элементов (Si, Al, Fe, Mg и т.д.), которые служат исходным веществом для строения решетки глауконита, а также ряда редких элементов (например, иридия), поступающих на Землю с космической пылью. В связи с этим можно по-новому взглянуть на причины появления стратиграфических несогласий на границах мел – палеоген и средний – верхний эоцен и природу геохимических аномалий в "критические" периоды.

Список литературы

1. Бурсма А. Палеотемпературы и соотношения изотопов углерода по разрезу от кампана до палеоцена и граница мелового и третичного периодов в Атлантическом океане // Катастрофы в истории Земли / Под ред. У. Бергрена и Дж. Ван Кауверинга. М.: Мир, 1986. С. 255–284.
2. Виноградов В.И., Головин Д.И., Крашенинников В.А. Изотопное датирование по глаукониту из отложений зоны Globigerina seminvoluta (верхний эоцен) Восточного Средиземноморья // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1171–1174.
3. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Под ред. А.В. Пейве и В.И. Виноградова. М.: Наука, 1983. 184 с.
4. Головин Д.И., Буякайте М.И., Виноградов В.И., Крашенинников В.А. К–Ar- и Rb–Sr-датирование глауконита из подошвы зоны Acairina pentacamerata (средний эоцен) Восточного Средиземноморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 75–81.
5. Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 133. 75 с.
6. Крашенинников В.А., Муравьев В.И., Головин Д.И. и др. Стратиграфия, литология и глауконитовые горизонты палеогеновых отложений Пальмирид (Сирия) // Вопр. микропалеонтологии. 1987. Вып. 29. С. 92–114.
7. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 320 с.
8. Николаева И.В., Крашенинников В.А., Головин Д.И., Иванювская Т.А. Возможности радиоизотопного датирования по глаукониту палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 76–88.
9. Николаева И.В., Меленевский В.Н. Влияние древнего выветривания глауконита на радиоизотопные определения // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 69–78.
10. Поникаров В.П., Казмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Сирия. Л.: Недра, 1969. 215 с.
11. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.
12. Berggren W.A. Cenozoic time-scale: some implications for regional geology and paleobiogeography // Lethaia. 1972. V. 5. P. 195–215.
13. Boersma A., Shackleton N.J. Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy, Site 357 (mid-latitude South Atlantic) // Initial Reports of DSDP. Wash.: D.C.U.S. Govern. Print. Office, 1977. V. 39. P. 911–924.
14. Bowers T.S., Taylor H.P. An integrated chemical and stable isotope model of the origin of Midoccean ridge hot spring systems // J. Geophys. Res. 1986. V. 90. № B-14. P. 12583–12606.
15. Cole T.G. Oxygen isotope geothermometry of smectites in the Atlantis II Deep, Red Sea // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 66. P. 166–176.
16. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific ocean // Initial Reports of DSDP Wash.: D.C.U.S. Govern. Print. Office, 1975. V. 32. P. 509–520.
17. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstan H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water temperature scale // Bull. Geol. Soc. America. 1953. V. 62. P. 417–426.

18. *Kroopnic R., Weiss R.F., Craig H.* Total CO₂, ¹³C and dissolved oxygen ¹⁸O at Geosecs II in the North Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972. V. 16. P. 103–110.
19. *Letolle R., Renard M.* Evolution des teneurs en ¹³C des carbonates pelagiques aux limites Cretace (Tertiaire et Paleocene Eocene) // *C.R. Acad. Sci. P.* 1980. V. 290. P. 827–830.
20. *Morton J.P., Long L.E.* Rb–Sr ages of glauconite recrystallisation: dating times of regional emergence above sea level // *J. Sediment. Petrol.* 1984. V. 54. № 2. P. 0495–0506.
21. *Odin G.S.* The phanerozoic time scale revised // *Episodes.* 1982. V. 1982. № 3. P. 3–9.
22. *Saito I., Van Douk J.* Oxygen and carbon isotope measurements of late Cretaceous and Early Tertiary foraminifera // *Micropaleontology.* 1974. V. 20. P. 152–177.
23. *Savin S.M.* The history of the Earth's surface temperature during the past 100 m.y. // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1977. V. 5. P. 319–355.
24. *Savin S.M., Epstein S.* The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clayminerals // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1970. V. 34. P. 25–42.
25. *Suzouki T., Epstein S.* Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. V. 40. P. 1229–1240.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
9.VIII.1988

УДК 553.776:552.543

Попов В.Г.

О СВЯЗИ ХЛОРКАЛЬЦИЕВЫХ РАССОЛОВ С ПРОЦЕССАМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ

На примере Предуралья показано, что происхождение хлоркальциевых рассолов связано с геохимической эволюцией вод седиментационных палеобассейнов позднего палеозоя в ходе галогенеза и последующей метаморфизации солеродной рапы на стадиях диагенеза и эпигенеза. Анализ литолого-гидрогеохимических данных и результаты балансовых расчетов в системе рассол – карбонатная порода свидетельствуют, что среди процессов метаморфизации ведущее значение принадлежит доломитизации известняков палеозоя и верхнего протерозоя, происходящей под воздействием хлоридных магниевых рассолов преимущественно пермских эвапоритовых бассейнов. Подчеркивается большое влияние этого процесса на физико-химическое состояние подземной гидросферы.

Проблема метаморфизации рассолов за счет доломитизации известняков рассматривалась в работах многих гидрогеохимиков [1, 4, 7, 8, 10, 14, 15, 18, 20, 22], однако и до настоящего времени она еще далека от окончательного решения и служит предметом острых дискуссий. Причинами этого, в частности, являются ограниченный объем целенаправленных литологических исследований и недостаточная увязка их результатов с конкретными гидрогеохимическими данными. Существующий в настоящее время разрыв между исследованиями по разработке теории литогенеза и исследованиями в области формирования химического состава подземных вод, как справедливо подчеркивалось на Всесоюзной конференции "Подземные воды и эволюция литосферы", отрицательно сказывается на развитии обоих этих направлений наук о Земле [11].

Не случайно поэтому, что в специальной литературе обычно обсуждается лишь качественная сторона постседиментационных преобразований карбонатных осадков при их взаимодействии с жидкой фазой. Сведения же о количественной оценке массопереноса в системе рассол – порода исключительно редки. Вместе с тем исследования в этой области необходимы как для выяснения генезиса самих рассолов, представляющих ценное промышленное сырье, так и для решения целого ряда других задач, связанных с формированием залежей нефти, газа, руд и прочих полезных ископаемых в подземной гидросфере.

В настоящей статье дается оценка роли процессов постседиментационного доломитообразования в формировании хлоркальциевых (хлоридных натриево-кальциевых и кальциево-натриевых) рассолов, широко развитых в глубоких частях осадочного чехла древних платформ [5, 6]. Объектом исследований являлось Предуралье, представляющее классический регион палеозойского галогенеза на востоке Русской плиты. Хемогенные осадки, как показатели палеобассейнов рассольного типа, встречаются здесь на различных стратиграфических уровнях (франский и фаменский ярусы верхнего девона, визейский и московский ярусы среднего карбона, гжельский ярус верхнего карбона). Однако особенно широко галогенез проявился в ранне- и отчасти позднепермскую эпохи, когда господствовали гипсово-галитовая, а временами – карналлитовая седиментация. Мощностью кунгурских хемогенных пород на юге Предуральского прогиба достигает 1–2 км, а казанских в центральной части Бузулукской впадины – 0,2 км.

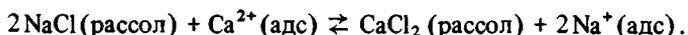
Генетически связанные с пермскими галогенными формациями хлоридные рассолы представлены тремя основными геохимическими типами: 1) магниевыми, натриево-магниевыми (230–400 г/л) внутрисолевыми, являющимися продуктом сгущения солеродной маточной рапы до галит-карналлитовой стадий галогенеза; 2) натриевыми (36–320 г/л) над- и подсолевыми, образующимися в результате взаимодействия инфильтрогенных вод с твердой (преимущественно галитовой) фазой галогенеза, и 3) натриево-кальциевыми, кальциево-натриевыми (200–330 г/л) подсолевыми рассолами, доминирующими в осадочной толще региона.

Хлоркальциевые рассолы образуют выдержанную в пространстве гидрохимическую зону мощностью до 2–3 км и более, приуроченную к каменноугольным, девонским и позднепротерозойским (вендским, рифейским) отложениям, находящимся в обстановке квазистационарного гидрогеодинамического режима. Им свойственны высокая метаморфизация (rNa/rCl 0,1–0,7, $CaCl_2$ до 50–80%), низкая сульфатность ($rSO_4 \cdot 100/rCl$ 0,02–0,7), обогащенность бромом (до 2,2 г/л, Cl/Br 70–160), калием (до 2,4 г/л) и редкими элементами, кислая реакция среды (pH 5,9–7,0), отрицательные значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh до –300 мВ), азотно-метановый и метановый газовый состав с повышенным содержанием калия.

Проблема формирования подобных рассолов до сих пор не имеет однозначного решения. Для объяснения их генезиса, как известно, был выдвинут ряд гипотез — эндогенная (ювенильная), инфильтрогенная и седиментогенно-диагенетическая (литогенетическая). Каждая из них имеет как своих сторонников, так и противников среди гидрогеологов и гидрогеохимиков Волго-Уральской области.

Установлено, что в Предуралье эндогенный фактор не оказывает регионального влияния на формирование указанных вод. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты исследования изотопного состава гелия флюидов осадочного чехла востока Русской плиты [12].

Достаточно широко развиты представления, согласно которым происхождение хлоркальциевых рассолов обусловлено выщелачиванием каменной соли инфильтрогенными водами (или диффузионным переносом хлористого натрия из пермских галогенных пород) и последующими обменно-адсорбционными процессами между образующимися хлоридными натриевыми рассолами и терригенными породами по схеме Гедройца:



Однако нашими экспериментальными исследованиями [13] доказано, что с погружением терригенных осадков из зоны гипергенеза в зону катагенеза, сопровождающимся их уплотнением и литификацией, обменно-адсорбционные свойства пород резко снижаются. Емкость поглощенного комплекса их на глубине свыше 1–1,5 км не превышает 5–10 мг-экв/100 г, что обусловлено как структурными и минералогическими особенностями глинистой фракции осадков (преимущественно гидрослюда и хлорит), так и физико-химическими условиями зоны катагенеза (высокие температура и давление, кислая среда и др.).

Выполненная количественная оценка гидрогеохимического эффекта катионного обмена в глубоких горизонтах палеозоя Предуралья показала, что хлоридный натриевый рассол нельзя метаморфизовать ионообменным путем более чем на 5% кальция и получить при этом величину rNa/rCl менее 0,96.

Таким образом, обменно-адсорбционные явления в формировании хлоркальциевых рассолов региона играют незначительную роль, тем более если учесть ограниченное развитие терригенных пород в палеозое и весьма низкую адсорбционную активность карбонатных отложений, которыми сложено до 90% палеозойского разреза.

Совокупности природных фактов наиболее полно, по нашему мнению, удовлет-

воряет литогенетическая концепция, связывающая образование хлоркальциевых рассолов с геохимической эволюцией вод седиментационных бассейнов минувших геологических эпох в ходе галогенеза и последующих процессов метаморфизации солеродной рапы на стадиях диа- и эпигенеза. Анализ литолого-гидрогеохимической обстановки Предуралья показал, что среди процессов метаморфизации ведущая роль принадлежит доломитизации карбонатных осадков палеозоя и позднего протерозоя, осуществляемой в режиме нисходящей миграции через них хлоридных магниевых маточных рассолов преимущественно пермских эвапоритовых палеобассейнов.

Погружение тяжелых (плотность 1,3–1,4 г/см³) рассолов из солеродных бассейнов и отжатых из галогенных пород при их литификации в среду менее минерализованных вод под воздействием геогравитационного фактора подтверждается: 1) повсеместным распространением в подсолевых толщах рассолов солеродных палеобассейнов и их производных; 2) высокими современными скоростями фильтрации рассолов из хранилищ жидких промстоков в подстилающие толщи (в Предуралье – десятки метров в год); 3) экспериментальными исследованиями М.Г. Валяшко, А.И. Поливановой и И.К. Жеребцовой [2], касающимися механизма перемещения рассолов с различной удельной массой.

Указанными авторами установлено, что этот процесс близок к изохорическому, так как протекает без существенного изменения объема при ограниченном смешении растворов. Судьба струйно перетекающих вверх относительно мало минерализованных вод в конечном итоге связана с поверхностным солеродным бассейном, где они участвуют в дальнейшем галогенезе.

Метасоматическая доломитизация известняков относится к категории обменно-абсорбционных явлений. По мнению С.И. Смирнова [17], в природных условиях она реализуется в масштабах геологического времени, поскольку протекает по внутридиффузионному механизму. Термодинамический и кинетический анализ, выполненный С.Р. Крайновым с соавт. [7], показал, что интенсивность ее увеличивается с ростом минерализации, температуры и величины $r_{Mg/rCa}$ рассолов. Имми было также установлено, что доломитизация является более сложным процессом, чем простой обмен по схеме Мариньяка $2CaCO_3 + MgCl_2 = CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaCl_2$. Как оказалось, он проходит через последовательные стадии образования магнийсодержащего кальцита, протодоломита и доломита, в различной степени обогащенного кальцитом. Важно отметить, что замещение магнием рассола кальция твердой фазы, ведущее к накоплению кальция в хлоридном растворе, обосновано экспериментальным путем [4, 22].

К настоящему времени опубликовано значительное число работ, в которых в той или иной мере признается существование генетической связи хлоркальциевых рассолов с процессами доломитизации карбонатных пород [1, 4, 7, 8, 14, 18, 20–22]. Вместе с тем ряд исследователей, отмечая энергетическую выгодность процесса, считают такой путь образования хлоркальциевых рассолов проблематичным, а то и вовсе нереальным. В качестве одной (и главной) из причин называется ограниченная распространенность в седиментационных бассейнах вторичных (диа- и эпигенетических) доломитов. При этом нередко обращаются к исследованиям Н.М. Страхова [18], считавшего, что привлекать рассолы для объяснения происхождения сильнодоломитизированных пород нельзя.

В связи с обсуждаемым вопросом необходимо остановиться на типах доломитовых пород и их распространенности в осадочном бассейне Предуралья. А.З. Сяндюковым [19] здесь выделены три основных генетических типа доломитов: седиментационные, диагенетические и эпигенетические. Первые из них – пластовые доломиты, имеющие широкое площадное распространение. Для этого типа характерны пелитоморфная или тонкозернистая структура, отсутствие сколько-нибудь заметных следов метасоматоза доломитом кальцита и другие признаки, присущие первичным хомогенным доломитам. К ним относятся доломиты, развитые в намюрском и верхней части визейского ярусов нижнего карбона, в каширско-

подольском горизонте среднего карбона и в кунгурском ярусе нижней перми.

Диagenетические доломиты залегают среди известняков в виде отдельных линз, штоков и пластообразных тел, протягивающихся иногда на десятки километров. Доломитам этого типа свойственны явные черты вторичных изменений: метасоматические замещения кальцита доломитом, сильная изменчивость степени доломитизации внутри тела и пр. К этому типу относятся доломиты верхнедевонско-турнейского комплекса, верхней части среднего карбона (мячковский горизонт Шкаповской, Туймазинской, Сергеевской, Чермасанской и других площадей), верхнего карбона (Туймазинская, Чекмагушская, Кащкульская, Арланская, Татышлинская и другие площади) и сакмарского яруса (Туймазинская, Ишимбайская и другие площади). Диagenетические доломиты преобладают (50–150 м) также в нижнефаменском подъярусе девона, развитом почти по всей территории Предуралья.

Наблюдается зависимость степени доломитизации от структурно-генетических особенностей известняков, наличия в них глинистых примесей и фильтрационных свойств [3, 19]. Наибольшей доломитизации оказались подвергнуты пелитоморфные и тонкокристаллические известняки. Доломитизация крупнокристаллических и органогенных известняков обычно наблюдается реже и отличается неравномерностью. Селективная доломитизация известняков, очевидно, обусловлена тем, что пелитоморфный и тонкокристаллический кальцит обладает более высокой поверхностной энергией, чем крупнокристаллический.

Чистые по составу известняки значительно более доломитизированы, чем глинистые. С.Г. Вишняков [3] причину этого видит в различной капиллярности (проницаемости) указанных разностей известняков. С этим, без сомнения, надо согласиться, так как капилляры являются теми путями, по которым проникают магнийсодержащие растворы в известняковые осадки. Однако немаловажную роль, вероятно, играют и сами глинистые частицы, обволакивающие кальцитовые зерна и препятствующие или, по меньшей мере, тормозящие процесс доломитизации.

Доломиты, образовавшиеся в результате эпигенетических процессов, также развиты в карбонатной толще палеозоя Предуралья довольно широко. Они залегают в виде прожилков и жил, секущих вмещающую породу, заполняют пустоты и поры между зернами, слагают корки и пр. Иначе говоря, доломиты этого типа возникли в уже сформировавшейся породе с жесткими связями.

Промежуточное по характеру метасоматоза положение (между диagenетическими и эпигенетическими доломитами) занимают так называемые псевдобрекчии доломитизации, встречающиеся по всему карбонатному разрезу палеозоя. Значительная степень доломитизации, ее избирательность, замещение доломитом тонкопелитоморфного кальцита сближают псевдобрекчии доломитизации с диagenетическими доломитами, а трещинный характер ее проявления свидетельствует о том, что процесс доломитизации происходит уже в литифицированном осадке, что свойственно эпигенетическим доломитам.

Вторичные доломиты распространены не только в палеозое, но и в верхнем протерозое. По заключению С.Г. Морозова, Т.В. Ивановой и Ю.В. Андреева [9], исключительно метасоматическую природу на востоке Русской плиты имеют нижнерифейские доломиты мощностью до 1,5 км.

Изложенные данные позволяют констатировать широкое развитие процессов доломитизации в осадочной толще Предуралья. Это обусловлено в первую очередь палеогидрогеохимическими условиями в пермскую эпоху. Вследствие исключительной обогащенности магнием маточных рассолов (rMg/rCa до 150–200 при минерализации 230–400 г/л и более) они обладают высокой доломитизирующей способностью.

Попытаемся количественно оценить роль процессов доломитизации в формировании хлоркальциевых рассолов.

Стратиграфические подразделения	Нефтеразведочные площади							
	Туймазы	Шкапово	Сергеевка	Цекмагуш	Арлан	Татышлы	Ишимбай	Воскресенка
P ₁ k	38	34	17	34	30	61	22	—
P ₁ a	—	10	31	10	2	8	13	—
P ₁ as-s	37	21	—	19	10	14	140	3
C ₃	52	14	5	33	35	72	5	—
C ₂	141	57	48	43	19	56	50	29
C ₁ sr	23	36	51	42	27	23	43	55
C ₁ ok	26	17	—	26	12	39	30	50
C ₁ tl	12	—	—	—	—	—	—	—
C ₁ t	18	3	5	6	19	—	7	—
D ₃ -fm	51	9	—	—	18	21	7	—
D ₃ fr	—	9	—	—	8	21	14	11
D ₂ g	—	—	—	—	—	—	4	—
D ₁ e	—	2	—	—	—	—	7	—

Суммарная мощность доломитизированных пород в различных стратиграфических подразделениях палеозоя региона изменяется от единиц до десятков метров, иногда до 140 м. Общая мощность их в разрезах скважин отдельных нефтеразведочных площадей колеблется от 157 до 398 м (таблица), т.е. 5–27% от мощности палеозойской толщи. Содержание магния в чистом (хемогенном) доломите равно 13,2%. В карбонатных осадках палеозоя Предуралья, по данным А.Б. Ронова [16], оно составляет 1–10% (в среднем 5%). Масса доломитизированных пород мощностью 300 м с плотностью 2,8 т/м³ на площади 100 000 км² равна: $m_{ДП} = 300 \text{ м} \cdot 10^{11} \text{ м}^2 \cdot 2,8 \text{ т/м}^3 = 8,4 \cdot 10^{13} \text{ т}$, а количество магния в них $m_{Mg} = 8,4 \cdot 10^{13} \text{ т} \cdot 0,05 = 4,2 \cdot 10^{12} \text{ т}$.

Поскольку метасоматическое замещение магнием раствора кальция известняков происходит в эквивалентных количествах, а атомная масса кальция в 1,6 раза выше, чем у магния, количество перешедшего в жидкую фазу кальция будет несколько больше полученной величины.

Рассолы хлоркальциевого типа в Предуралье вскрываются на глубине 250–700 м (в среднем 500 м). Концентрация в них кальция, соответствующая хлористому кальцию, растет с глубиной от 1 до 55 г/л. В пределах различного строения региона характер накопления кальция в рассолах имеет свои особенности, связанные с гидродинамическим режимом вмещающих рассолы комплексов. Можно считать, что в интервале глубин 500–1000 м она составляет около 10 г/л, 1000–1500 м — 15 г/л, 1500–2500 м (в нижней части палеозойского разреза) — 30 г/л. Среднее содержание кальция в рассолах палеозойских отложений мощностью 2000 м принимается равным 25 г/л.

Средняя концентрация кальция в рассолах венд-рифейских отложений, учитывая имеющиеся аналитические данные и особенности вертикальной гидрогеохимической зональности, составляет 40 г/л. Общая мощность отложений от нуля до 8500 м, средняя 4000 м.

Объем хлоркальциевых рассолов в 2-километровой толще палеозойских пород с пористостью 5% на площади 100 000 км² оценивается величиной 10⁴ км³ (2 км · 100 000 км² · 0,05), а количество кальция в них — 2,5 · 10¹¹ т (10¹³ м³ · 25 кг/м³).

Объем рассолов в венд-рифейских образованиях равен 2 · 10⁴ км³ (4 км · 100 000 км² · 0,05). Общее содержание кальция в этих рассолах составляет 8 · 10¹¹ т (2 · 10¹³ м³ · 40 кг/м³).

Таким образом, количества кальция, высвобождающегося из карбонатных пород палеозоя Предуралья при метасоматических процессах (5 · 10¹² т), с избыт-

ком хватает для формирования хлоркальциевых рассолов соответствующего состава не только в палеозойских, но и в позднепротерозойских отложениях (всего кальция 10^{12} т). Существующий дисбаланс кальция в известной мере обусловлен инфильтрационными процессами в последующий за формированием рассолов гидрогеологический этап, когда происходило вытеснение хлоридных натриево-кальциевых рассолов из верхней части осадочного чехла бассейна.

Необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что миграция магниевых рассолов из пермских бассейнов в нижележащие осадочные комплексы началась, судя по всему, еще задолго до образования соленосной толщи. В дальнейшем накопление галогенных пород сопровождалось их уплотнением, уменьшением пористости (от 40–50 до 2% и менее) и как следствие – отжимом огромных масс хлормagneиных рассолов, которые также гравитационно погружались в глубокие части седиментационного бассейна.

По экспериментальным данным [2], отжатие межкристалльной рапы в подстигающие породы происходит при мощности толщи накопившихся солей менее 200 м. В ходе дальнейшего галогенеза гидродинамическая связь между верхней и нижней частями толщи, а также солеродным бассейном прерывается.

В качестве дополнительных рассольных источников магния могут рассматриваться упоминавшиеся ранее самосадочные бассейны карбона и девона. Таким образом, процесс метасоматической доломитизации в системе рассол – карбонатная порода не был одноактным, как это принято в расчетах Н.М. Страхова [18]. Он имел многоступенчатый характер, обеспечивающий формирование значительных масс вторичных доломитов и генетически связанных с ними хлоркальциевых рассолов.

В бассейнах, содержащих галогенные формации, геохимические последствия процессов доломитизации заключаются не только в появлении метасоматических доломитов и натриево-кальциевых рассолов. Как показали исследования Л.П. Богашовой, Г.А. Голевой, С.Р. Крайнова, В.Н. Холодова и др., из пород в раствор наряду с кальцием переходят геохимически близкие ему стронций и барий, а также некоторые рудные элементы (цинк, медь, свинец) в количествах, достаточных для образования стратиформных месторождений. Так, в поровых растворах Краснокамского месторождения солей в Предуралье концентрации свинца, цинка и меди соответственно достигают 10; 2 и 8 мг/кг. Формирование высоких концентраций тяжелых металлов в поровых рассолах районов древнего галогенеза в настоящее время рассматривается как закономерный итог их эволюции в осадочных породах. Напротив, при межфазовом обмене магния на кальций из маточной рапы извлекается бор, накапливающийся в метасоматических доломитах в виде слаборастворимых кальциевых боратов [13].

Не менее важно подчеркнуть, что в результате эпигенетической доломитизации наблюдается также и существенное увеличение пористости карбонатных пород (на 10–12%), т.е. образование вторичных коллекторов нефти, газа и подземных вод. Все это подчеркивает исключительно большое влияние процессов метасоматоза в карбонатных толщах на физико-химическое состояние подземной гидросферы.

Список литературы

1. Басков Е.А. Главные черты распространения и формирования основных типов подземных рассолов Сибирской платформы // Подземные рассолы СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1976. С. 61–75.
2. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов различного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С. 312–316.
3. Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 209–255.

4. *Власова Н.К., Валяшко М.Г.* Экспериментальное исследование по генезису хлоркальциевых вод // Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1968. С. 121–125.
5. *Зайцев И.К.* Гидрогеохимия СССР. Л.: Недра, 1986. 239 с.
6. *Кирюхин В.А., Толстихин Н.И.* Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.
7. *Крайнов С.Р., Добровольский Е.В., Матвеева Л.И. и др.* Геохимический анализ способности подземных вод седиментационных бассейнов к образованию доломита // Геохимия. 1986. № 9. С. 1285–1302.
8. *Лебедев В.И.* К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод // Вестн. ЛГУ. 1966. № 6. С. 26–40.
9. *Морозов С.Г., Иванова Т.В., Андреев Ю.В.* Особенности химического состава и генезис осадочных пород верхнего протерозоя востока Русской плиты // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 40–48.
10. *Пиннекер Е.В.* Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977. 196 с.
11. Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М.: Наука, 1985. С. 3.
12. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
13. *Попов В.Г.* Формирование подземных минеральных вод Предуралья: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ЛГИ, 1987. 43 с.
14. *Порошин В.Д.* К вопросу формирования высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 9. С. 55–61.
15. *Посохов Е.В.* Формирование хлоридных вод гидросферы. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 247 с.
16. *Ронов А.Б.* Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт) // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 256–343.
17. *Смирнов С.И.* Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1979. 104 с.
18. *Страхов Н.М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.
19. *Сюндюков А.З.* Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975. 174 с.
20. *Ходьков А.Е.* О формировании подземных вод седиментационного происхождения // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии. 1959. Вып. 35. С. 452–470.
21. *Холодов В.Н.* Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М.: Наука, 1985. С. 226–253.
22. *Шебеста А.А.* Исследование процессов взаимодействия подземных вод с горными породами при высоких температурах (в связи с извлечением геотермальной энергии): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГИ, 1985. 21 с.

Институт геологии Башкирского
научного центра Уральского отделения
АН СССР, Уфа

Поступила в редакцию
6.VI.1988

УДК 552.08

Вистелиус А.Б.

ОБ ИЗЛОЖЕНИИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ В НЕКОТОРЫХ СПРАВОЧНЫХ ПУБЛИКАЦИЯХ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НЕДРА"

Статья посвящена применению математики в седиментологии; критически рассматриваются рекомендации, приведенные в справочном руководстве. Показаны дефектность общей композиции, искажения в списке описываемых понятий и многочисленность конкретных ошибок.

В 1983 г. был опубликован справочник по литологии, рассчитанный на широкие круги советских литологов [11]. В 1984 г. вышел труд, ставящий своей целью введение в курс современной теоретической геологии [10]. В обеих книгах содержатся разделы, посвященные использованию математики в современной седиментологии (литологии), написанные С.И. Романовским. После выхода этих книг к автору неоднократно обращался ряд лиц с просьбой разобрать в печати изложение в этих книгах математических понятий, так как это изложение противоречило тому, что содержится в компетентной литературе. Настоящая рецензия была написана в 1986 г. и касается только разделов, посвященных в указанных книгах математике. Разбор рецензии в редакции показал, что первичный текст должен быть дополнен объяснением некоторых понятий, которые казались очевидными автору. Таким образом возникла несколько измененная редакция рецензии 1986 г., которая и публикуется ниже.

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ПОНЯТИЯХ

В последние десятилетия наука об изучении осадочных пород, постепенно получившая в нашей литературе название *литология*, начала в зарубежных изданиях называться *седиментологией*. Однако в русской литературе не был понят корень термина седиментология. Его по неясной причине производили от слова "sedimentation" и поэтому трактовали как науку только об осаждении осадков. В действительности корнем седиментологии является существительное sediment (осадок). Таким образом, седиментологией называется именно то, что в советской литературе называют литологией. Очевидно, что терминология должна быть по возможности интернациональной. Но термин *литология* в англоязычной литературе синонимичен термину *вещественный состав*, т.е. используется так, как его предложили в прошлом столетии. Можно, например, говорить о литологии разреза, сложенного гнейсами и рассеканного дайками. Во всем этом легко убедиться, посмотрев определение термина *седиментология* в переводе на русский язык американского геологического словаря [12]. В данном тексте термины *литология* и *седиментология* будут использоваться как синонимы.

Объясним некоторые математические понятия, которые используются в рецензируемых книгах. Рассмотрим это на простом примере. Все пески невской дельты называются совокупностью (в развернутом виде "генеральной совокупностью"). Очевидно, что песчинки всей совокупности имеют некоторый средний размер. Этот средний размер мы не можем узнать, так как невозможно измерить все песчинки. Этот средний размер является случайной величиной, которая называ-

ется *математическим ожиданием*. Все такие неслучайные величины называются *параметрами совокупности*. В понятие *совокупности* не входит определение соотношений между песчинками в зависимости от их пространственного положения. Но если мы из песка сделаем шпиф, то можем изучать соотношение между положением песчинок относительно друг друга, скажем, вдоль горизонтальной нити в поле микроскопа. Такая последовательность расположения зерен вдоль нити называется реализацией *случайного* или *стохастического* процессов. Случайные процессы классифицируются по разным признакам. Мы в дальнейшем будем иметь дело со случайным процессом, называемым марковской цепью. Это такой процесс, скажем, когда вероятность появления зерна фиксированного минерального состава на кресте нитей зависит от ограниченного числа зерен фиксированного состава, расположенных до этого зерна (в направлении счета зерен). Если вероятность появления зерна данного состава на кресте нитей зависит только от предыдущего зерна, то такой случайный процесс называется *простой марковской цепью*, если от n предыдущих зерен – *марковской цепью n -го порядка*. Для краткости в случаях, когда хотят подчеркнуть специфику марковских соотношений, обычно говорят, что изложение дано в "марковских терминах".

Как для совокупности, так и для процесса мы никогда не сможем узнать точные значения параметров, но можем, взяв ограниченное число образцов, измерить аналог параметра по выбранным образцам. Выбранные образцы называются *выборкой*, а величины параметров, найденные по выборке – *оценками параметров* или их *статистиками*.

Следует также напомнить, что под словом *матрица* понимается квадратная таблица, заполненная цифрами. Такими таблицами целиком, как числами в арифметике, можно оперировать для решения целиком ряда литологических задач.

Естественно, что сказанного недостаточно для работы с конкретными объектами, но усвоив его, легко понять разбор отмеченных нами книг. Подробное изложение материала дано в русском и английском издании книги [4].

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Внедрение математики в геологию можно разделить на два этапа, первый из которых длится с начала нашего столетия до времен второй мировой войны. Он характеризуется опытами по применению элементарной статистики с описательными целями. Второй этап начинается с 1944 г. и продолжается до сих пор. Это поиски и разработка оптимальных методов решения задач геологии математическими средствами с их использованием в геологической практике. Первый этап может рассматриваться как предварительное развитие, второй – переход к зрелости специальной научной дисциплины – математической геологии.

Применение математики как на первом, так и на втором этапе в значительной мере было направлено на решение задач литологии (седиментологии). Организованная в 1968 г. Международная ассоциация математической геологии в дальнейшем оказалась тесно связанной с Международной седиментологической ассоциацией. В итоге литология стала той геологической дисциплиной, в которой роль математики в геологии проявилась наиболее полно. Нетривиальность решения задач литологии математическими средствами, появление достаточно глубоких концептуальных моделей и специфичность задач и их решений при использовании математики сделали разумным объединение работ в литологии на основе математики в специальный раздел литологии – математическую седиментологию. Эта идея была предложена 9-му Международному седиментологическому конгрессу в Ницце [21] и опубликована в СССР [3]. В дальнейшем в программу международных седиментологических конгрессов был включен раздел математической седиментологии [19]. Такая краткая история развития математических методов в литологии в организационном плане. Перечислим основные научные результаты.

1. Полностью оправдалась идея о том, что осадочные образования представляют собой реализации случайных (в математическом смысле) явлений; идея, вытекающая из многолетних поисков В.И.Вернадского и составляющая основу всех работ еще в 1944 г. Это позволило разработать методическую сторону проблемы.

2. Найден общий методический подход к решению задач литологии математическими средствами, дающий возможность построения общей теории литогенеза в современных терминах с точными оценками. Этот подход заключается в решении стоящих перед литологией задач на основе концептуального стохастического моделирования. Необходимо подчеркнуть, что ни сама принципиальная возможность этого подхода, ни тем более вопросы построения конкретных моделей не были очевидны и не являлись итогом перефразирования литологии в математических терминах. Потребовалось освоение специфического математического аппарата, необходимость обращения к которому диктовалась характером задач литологии. Это было непосильно ни одним математиком, ни одним литологом.

3. Наиболее ценными и перспективными в проблеме моделирования являются идеи теории случайных функций, которые в настоящий момент составляют основу математической седиментологии.

4. По глубине идей и специфике аппарата в настоящее время выделяются две проблемы. Первая заключается в переоценке явлений цикличности [18, 23]. Становится все яснее необходимость замены в большом числе случаев представления о цикличности представлением о случайном процессе с восстановлением. Необходимость перехода к новым концепциям очевидна, однако время этого перехода определится, конечно, временем формирования новой парадигмы. Вторая проблема связана с балансом осадочного вещества на земной поверхности в связи с его уходом в процесс погружения под континенты литосферных плит [15]. Если для первой проблемы аппарат решения выработан и конечный результат ясен, то вторая проблема, привлекающая своей масштабностью, еще требует многих усилий для точной постановки. Наконец следует упомянуть еще одну проблему, связанную с соотношением между накоплением и размывом в процессе формирования осадочной оболочки Земли в целом. Она была поставлена нами в начале 1948 г. в плане локальных разрезов, а в 1949 г. А.Н.Колмогоровым было дано ее принципиальное решение. В настоящее время на основе переформулировки задачи в марковских терминах ее можно поставить в глобальном масштабе [20].

Следует отметить, что к 1976 г. изложенные выше результаты приведены в монографии [18]. К сожалению, раздел математических методов в литологии справочника [11], претендующего на изложение материала на уровне 1981 г., не содержит этих результатов.

Обратимся теперь к анализу математических разделов каждой из указанных книг отдельно.

ЗАМЕЧАНИЯ К СПРАВОЧНИКУ ПО ЛИТОЛОГИИ

Рецензируемая часть справочника [11] подразделяется на четыре главы (с 39-й по 42-ю в общей нумерации глав справочника), которые мы рассмотрим поодиночке, а затем составим общее резюме. Глава 39 называется "Задачи литологии, решаемые с использованием математических методов и электронно-вычислительной техники". Автор справедливо отмечает, что применять математику в литологии можно на двух уровнях: с описательными целями для получения сжатых характеристик исследуемого материала и для построения моделей соответствующих литологических процессов. Также не вызывает возражений тезис автора о том, что все им сказанное в дальнейшем может быть запрограммировано для расчетов на ЭВМ. Все это справедливо, хотя об этом многократно писалось, и часто значительно содержательнее, чем в рассматриваемой главе.

Глава 40 посвящена простейшим статистическим приемам обработки эмпирических данных. Название первого параграфа указывает, что он посвящен распределению дискретных величин и их статистическим характеристикам. Второй параграф должен осветить методы статистической проверки гипотез.

По поводу первого параграфа рецензируемой главы отметим следующее. Название его не отвечает содержанию. С.И. Романовский описывает способ построения гистограммы плотности непрерывной случайной величины, приведенной к дискретному виду. Такой прием общеизвестен и полезен в ряде практических случаев, особенно при ручных расчетах. Однако он не имеет никакого отношения к вопросу о том, дискретна или непрерывна изучаемая случайная величина. В заключительной части параграфа автор указывает, что эмпирическое распределение содержит полную информацию об исследуемой случайной величине (слово "случайный" С.И. Романовским в этом параграфе опущено, но оно важно для его понимания). Это высказывание в общем случае неверно, так как касается только независимых случайных величин, изученных посредством простого выбора. В этом направлении литологи должны быть осторожны.

Приводя формулы для моментных характеристик, автор [11] не указывает, что они даются им для расчета оценок этих характеристик. Выяснение соотношения между оценками и характеристиками (параметрами) распределений составляет предмет особой науки — математической статистики. Отсюда — далеко идущее следствие. Оценки параметров сами по себе не представляют никакого интереса для литологов, они являются исходными для суждения о значении параметров. Это важнейшее положение опущено автором. Кроме того, в этом параграфе имеются следующие упущения. В справочном тексте нужно пользоваться общепринятыми обозначениями. Так, стандартное отклонение (параметр) обозначается σ , а его оценка S . В тексте оценка обозначена σ , что неудобно для лиц, пользующихся справочником и желающих уточнить в литературе приводимые понятия. Гранулометрические анализы даются в неравномерной шкале размеров частиц, и разным шкалам отвечают разные наборы сит. Поэтому расчет для гранулометрических анализов уловен, а значения S , полученные для разных наборов сит, могут отличаться. По указанной причине при изучении гранулометрии осадков совершенно правильно использовались квантильные характеристики. Они менее моментных чувствительны к неравенству разрядов. Заслуживает внимания замечание автора, что на практике литолог обычно имеет дело с асимметричными распределениями. Причины асимметрии в этом случае должны выявляться, так как она может возникать по техническим причинам, в частности при ошибочной схеме опробования.

Второй параграф рассматриваемой главы носит загадочное название ("Методы статистической проверки гипотез" и отнесен, как и предыдущий, к простейшим приемам статистической обработки. Ознакомление с его содержанием показывает, что автор хотел изложить здесь один из сложнейших разделов математической статистики, известный под названием *методов проверки статистических гипотез*. Это одно из блестящих достижений человеческого разума, поставившее на глубокую современную основу ряд дисциплин. Обратимся к тому, как автор статистически проверяет гипотезы. Это разъясняется сразу же за заголовком. При этом оказывается, что "под проверкой гипотез в статистике обычно понимается сравнение выборочных характеристик с помощью специальных критериев" [11, с. 483]. Так как изложение, по-видимому, касается только обычного случая, то постараемся понять его смысл. Он заключается в следующем. Допустим, мы взяли из одного слоя конгломерата 100 галек, а из другого 200 галек и измерили их окатанность. При этом средняя окатанность для собранных галек из первого слоя равна \bar{x}_1 , а из второго \bar{x}_2 . Так вот оказывается, что недостаточно посмотреть на эти две цифры и сказать, какой набор галек имеет большую среднюю окатанность. Для этого нужно вводить специальные критерии. Но в чем же этот критерий может заключаться? Ведь в формулировке С.И. Романовского мы имеем дело

с уже готовыми выборками. Следовательно, ничего случайного здесь нет и никакой потребности в каких-то критериях не существует. А вот автор испытывает в них необходимость и рекомендует решать задачу с помощью (в нашем примере) критерия Стьюдента. Из этой ссылки становится ясно, что автора интересуют не средние в выборках (что им написано), а математические ожидания a_1 и a_2 окатанности галек соответственно в слоях 1 и 2, и что он хочет оценить математические ожидания по выборочным средним. Для достижения этой цели он должен был описать процедуру отбора галек для того, чтобы по ним можно было оценивать искомые a_1 и a_2 . Вот тогда, зная еще ряд деталей, мы можем оценить наши значения о средней окатанности всех галек в слоях 1 и 2 изучаемых конгломератов. Здесь есть задача, есть гипотеза о соотношениях между a_1 и a_2 и очевидно, что для решения этой задачи действительно кое-что нужно знать [4]. Далее автор приводит пример, в котором фигурирует ряд пар выборок и собирается оценивать различие между ними с помощью критерия Стьюдента. Это ошибочно. Задача попарного сравнения не эквивалентна задаче одновременного сравнения всех пар. Сравнением всех пар занимается дисперсионный анализ и приводимая автором формула Стьюдента здесь ни при чем. Бессмысленно также приводить формулы (критерии Стьюдента и Фишера), не разъяснив, когда ими можно пользоваться. А они применимы только при статистических независимых наблюдениях над нормально распределенными величинами, кроме того, в случае Стьюдента налагаются известные условия на дисперсии. Вопрос о применении критерия Стьюдента специально описан в геологической литературе на конкретном материале [22].

Глава 41 посвящена методам многомерной статистики, используемым при решении задач литологии. Она начинается со следующего утверждения: "... простота и доступность, с которой в наше время удается чрезвычайно быстро обрабатывать большие массивы эмпирической информации и из первоначально незначительного числа литологических характеристик получать практически неограниченное количество выводных признаков, требуют глубокого понимания сути используемых при этом математических методов, так как от этого зависит и формулировка решаемых задач, и содержательная интерпретация получаемых результатов" [11, с. 484]. В предыдущем изложении мы старались следовать этому несомненно справедливому указанию С.И. Романовского и в дальнейшем попытаемся поступать также.

Переходя к анализу главы, прежде всего отметим, что результаты корреляционного, регрессионного, дисперсионного и дискриминантного анализов не требуют дополнительных разъяснений, если анализу подвергались нормально распределенные величины, охарактеризованные посредством простого выбора [4]. Это положение упущено в справочнике, но его необходимо все время помнить. Второе обстоятельство, также не разъясненное в справочнике и на которое мы уже обращали внимание, это то, что сами по себе оценки характеристик изучаемых совокупностей не имеют никакого значения. Они требуются для проверки гипотез об особенностях характеристик, свойственных всему объекту (последний предполагается однородным). В параграфе, посвященном корреляционному анализу, пропущено указание, очень важное для литологов, что r является мерой линейной связи и что его значения заключены между $+1$ и -1 . Не указано также, что две случайные величины могут быть связаны нелинейной функциональной зависимостью, но коэффициент корреляции между ними даже в этом случае может быть равен нулю. Кроме того, не подчеркнуто, что значение r , рассчитываемое по наблюдаемым данным, представляет случайную величину, по которой оценивается истинный (параметрический) коэффициент корреляции изучаемой совокупности. Не указано, что r и его абсолютная величина являются прямым индикатором существования линейной связи только в теоретических моделях. Значение r , рассчитанное по формуле (10), может быть сколь угодно близко к единице, но это еще не доказывает,

что изучаемые величины действительно характеризуются линейной статистической связью. Для проверки истинности этого предположения необходимо иметь оценку r , знать совместную функцию распределения X и Y и число использованных для расчета пар наблюдений n . Нужно иметь в виду также, что на практике часто очень трудно обеспечить действительно представительное опробование. Если же условия опробования нарушены, то никакие теоретические оценки "значимости" не имеют смысла. Поэтому разумнее оценивать значимость r по приближенным формулам, как это сделано, например, в монографии [8]. Необходимо учитывать также возможность проявления ложной корреляции, когда литолог оперирует с замкнутой системой счета (скажем, проценты или граммы на тонну). Жаль, что эти практически очень важные сведения не отмечены в справочнике. Изложенное нами представляет минимальные сведения о линейной корреляции, которые обязан знать литолог, прежде чем начнет проводить самостоятельные расчеты. Оценивая параграф в целом, следует подчеркнуть, что никакого корреляционного анализа в нем нет.

После раздела о корреляции должна идти часть с описанием линейной регрессии и разбором регрессионной модели, очень часто использованной в литологии. Разбор этот должен даваться для одномерного случая, так как на нем проще всего выявить идеи, лежащие в основе указанных методов. Специфика методов для одномерного случая легко переносится на многомерный. К сожалению, этот абсолютно необходимый раздел в справочнике отсутствует.

После корреляционного анализа С.И. Романовский отводит два параграфа популяризации деятельности одного из сотрудников ВСЕГЕИ. Их мы рассмотрим в заключительной части рецензии, а пока перейдем к анализу параграфа, посвященного множественной линейной регрессии. Язык первого предложения этого параграфа резко отличается от языка предыдущего текста. Он точен и ясен. Изложение дано в полном отрыве от литологии в терминах, которые ни ранее, ни в данном параграфе не разъяснялись. Судя по предыдущему тексту, С.И. Романовский пытался объяснить литологам элементарнейшие понятия. Однако в рассматриваемом параграфе он без всякого предупреждения вводит сложную специальную терминологию. Например, уже во второй строке текста говорится об "условных средних значениях". Но если литолог находится, по мнению С.И. Романовского, на таком уровне, что ему нужно объяснять, что такое гистограмма или среднее арифметическое, то резонно ожидать вопроса литолога о том, в чем же условность средних, о которых идет речь. Далее начинается путаница в использовании специальных терминов. Так, автор сообщает, что задачей регрессионного анализа является оценка "...линейной регрессии в рамках общей модели" [11, с. 486]. Создается впечатление, что речь идет просто о расчете плоскости. Но регрессионная поверхность не обязательно является плоскостью и причем тут какие-то общие модели? Цитата приобретает смысл, если допустить, что речь идет не о линейной регрессии в рамках общей модели, а о регрессии в рамках общей линейной модели. Но если это так, то прежде всего необходимо разъяснить самым тщательным образом, по отношению к чему линейна эта модель. Если предположение рецензента верно, то здесь такая же нелепая путаница, как это имело место в изложении вопроса о проверке статистических моделей. Язык математики точен и нельзя произвольно переставлять прилагательные, как делает автор рецензируемой главы.

Далее следуют технические выкладки, посвященные вычислению оценок коэффициентов регрессии. Вряд ли эту технику нужно знать литологам. Тем более непонятно, как можно приводить все эти выкладки в матричной терминологии, т.е. пользоваться языком линейной алгебры в разговоре с лицами, для которых автор считал нужным объяснять, что такое среднее арифметическое. Здесь же следует указать, что с редакционной точки зрения матрицу F в формуле (11) разумнее приводить в варианте, не требующем знака транспортирования. В этом случае неискушенный читатель получает выражение без лишних обозначений

(знак транспонирования), которые требуют не сделанного, кстати, автором, разъяснения; подпись к (11) тоже требует редакции. К ней совершенно излишне давать Z и E в скобках. Дальнейший текст, если верить словам автора, посвящен описанию стандартной процедуры метода наименьших квадратов. Зачем это нужно, остается загадкой. Однако из выражения (11) в случае метода наименьших квадратов в его стандартном виде получаем $FF^T B = FZ$, а не формулу (12), как это дано в тексте справочника. Что означает D , как можно пояснить D через \hat{D} , которое тоже не объяснено, почему нужно помещать отдельные матрицы и векторы в скобки — все это остается загадкой даже для читателя, систематически пользующегося описываемым в справочнике методом десятилетиями. Невразумительное изложение общей линейной модели вызвало необходимость введения специального параграфа, посвященного тренд-анализу. Если бы выражение (11) было тщательно разъяснено, то параграф о тренд-анализе органически вошел бы в раздел о регрессионной модели. Что касается текста о тренд-анализе в справочнике, то в нем не указано самого главного — в каком случае нужно его принять (когда даваемые им результаты не тривиальны) и из каких соображений задается порядок полинома (или число гармоник) при построении поверхности тренда. Последний вопрос хорошо разобран в монографии М.А. Романовой [8], на которую ссылается автор, и в литологических построениях принципиально отличается от простой задачи аппроксимации. Текст, как и в остальных местах, содержит очевидные ошибки. Литологу неясно, в чем разница между условными координатами точек и просто координатами. Далее автор цитирует представление тренда из книги М.А. Романовой [8]. Однако нужно сказать, что в формуле (13) [11] дано выражение для экспоненциального, а не полиномиального тренда. Кроме того, в общем случае в формуле (13) может стоять произвольное целое n , а не 3, при котором $n = 3$, так как случай вызван спецификой решаемой задачи. Совершенной загадкой является утверждение, что приближение к поверхности тренда с помощью пошаговой регрессионной процедуры обязательно является не полиномиальным. Если термин *пошаговая регрессионная процедура* понимается так, как понимается вообще в математике (т.е. приближения с использованием все более высоких степеней соответствующей переменной), то почему аппроксимация с помощью, скажем, многочленов Чебышева не является полиномиальной? В конце параграфа о тренде снова даны мелкие детали вычислительных процедур. Поскольку это совершенно излишне для справочника, мы не проверяли приводимых здесь формул.

Дисперсионный анализ изложен в крайне убогом варианте несмотря на то, что в литологии он многократно проводился на основе линейной модели, допускающей огромное богатство подходов [7, 17, 24]. Изложение этого параграфа начинается с примера, режущего слух литолога. Действительно, в начале текста на с. 489 идет речь о классификации по фаціальным и стратиграфическим признакам, в конце же той же страницы говорится о породах. Отсюда следует отождествление фации с породой. И это пишется в справочнике, имеющем специальный раздел, отведенный понятию *фация*. Необходимо было бы также быть более точным в определении задач дисперсионного анализа. Он посвящен изучению влияния на среднее содержание изучаемой случайной величины (скажем, содержание тяжелой фракции) сочетаний различных комбинаций факторов. Конец главы занимают факторный и дискриминантный анализы. Факторный анализ, особенно в форме метода главных компонент без статистических оценок, т.е. в его чисто алгебраической форме, получил незаслуженно широкое распространение во всех геологических науках, в том числе и в литологии. Причиной этого является наивность пользующихся им исследователей, предполагающих, что название вида анализа отвечает смыслу соответствующего термина в литологии. Загипнотизированные этимологией, соответствующие исследователи безоговорочно признают любые результаты, получаемые методом главных компонент, и предметно интерпретируют их. Однако между реальным смыслом цифр, даваемых

анализом главных компонент, и тем, что дает машина, существует пропасть, которую никто из литологов, равно как и других геологов, не пытался заполнить. Существо же дела заключается в следующем. Как упустил отметить С.И. Романовский и по мере возможности старались подчеркнуть мы, ценность использования математики в литологии в том, что с ее помощью можно отбраковывать теоретические построения литологов. Иными словами, теоретическое построение литологии может быть окончательно забраковано математическим способом (конечно, если эти построения выражены в поддающейся математическому изучению форме). Эта задача возникает при сравнении средних и продолжается вплоть до дисперсионного анализа, если ограничиваться ассортиментом вопросов, затронутых в справочнике. В таком виде представляется задача и дискриминантного анализа, которая рассматривается в справочнике далее. При пользовании методом главных компонент (или факторным анализом вообще) дело обстоит иначе. В нем без литологической аргументации принимается, что в той системе координат, в которой изучался объект (скажем, содержание брома и других химических элементов в сильвините, мощность слоя в сильвинитовом горизонте и расстояние от пробываемой точки от поверхности), системы отсчета были выбраны так, что они смазали природные соотношения. Для того же чтобы выявить эти соотношения, нужно представить наблюдения в ортогональной системе координат. Это делает наблюдения взаимно независимыми. При этом возможны два результата. Либо наблюдения в ортогональной системе координат будут сведены в одну группу, либо они образуют две или более групп, представленных на плоскости в ортогональной системе координат.

Если наблюдения не разделены на группы, а располагаются вместе, то полагают, что они порождены одним "фактором". Если же после анализа обнаружено, что наблюдения дают несколько групп, то полагают, что они порождены несколькими "факторами". Все это условно, и прямая наивная интерпретация может привести к грубейшим ошибкам. Именно об этом следует предостерегать литологов. Увлечение методом главных компонент вызвано непониманием того, что дает математика в литологии, и наивным убеждением, что метод всегда "работает", т.е. всегда получают интерпретируемые цифры. Но возникает вопрос, что дает такая работа. Прямого ответа на него нет, так как нет оснований для прямой интерпретации цифр анализа. Автор пишет о двух процедурах, связанных с факторным анализом. Вопрос сводится к тому, в каких единицах измеряется в обобщенном смысле расстояние в пространстве признаков. Если это измерение дается в величинах косинуса угла между точками (его значение задается коэффициентом корреляции), то говорят о процедуре *R*. Если же расстояние между точками измеряется в линейной мере (в виде евклидова расстояния), то такой способ называется процедурой *Q*. Никаких сложностей здесь нет, линейная алгебра тут ни при чем. В одном прав С.И. Романовский, что в справочник, написанный на существующем уровне, неуместно вводить понятие линейной алгебры, т.е. неуместно то, что он сделал за три страницы до этого и делает в параграфе о дискриминантных функциях через одну страницу далее. В заключение отметим, что факторный анализ допускает решение, если число изучаемых признаков факторов меньше числа наблюдений. В противном случае его результаты неинтерпретируемы. Это следовало оговорить, так как публикации с подобными ошибками встречаются даже в Докладах АН СССР.

Последний параграф главы посвящен дискриминантному анализу. Как и во всех остальных случаях, никакой речи о каком-то специальном анализе нет. Просто сделана попытка объяснить, что такое дискриминантная функция и зачем она применяется. В этом параграфе указано, как рассчитывается гиперплоскость в случае, когда дискриминантная функция используется с классификационными целями, как это обычно имело место в геологии. В действительности цель дискриминантного анализа иная – отнесение единичной пробы к той или иной из заранее заданных совокупностей с минимальной ошибкой диагностики. Прежде чем

закончить разбор главы 41, отметим следующее. Автор упоминает о равенстве ковариационных матриц и о процедуре Андерсона – Бахадура при расчете дискриминантных функций. При этом он отмечает, что, как показала практика, можно пренебрегать неравенством ковариационных матриц. Реально существо дела заключается в следующем: лет 15 тому назад со слов математиков, а не на основе изучения предмета, было отмечено геологами, что без специальных процедур дискриминантный анализ неприменим, если ковариационные матрицы совокупностей неравны. В течение какого-то периода времени эта черта дискриминантного анализа указывалась во многих геологических работах. Однако, насколько известно рецензенту, никто из авторов статей, декларировавших указанное обстоятельство, не указал, почему нельзя при отмеченных условиях рассчитывать дискриминантную функцию. Между тем дело обстоит достаточно просто. С математической точки зрения, дискриминантный анализ начинается с умения оптимально оценить ошибки классификации. Для этого действительно нужно сравнивать ковариационные матрицы и преодолевать трудности, возникающие из-за их неравенства. Однако геологи пользовались дискриминантными функциями, не учитывая ошибки классификации. Весь расчет сводился к определению положения гиперплоскости, делящей множество на две совокупности и позволяющей отнести диагностируемый образец к той или иной совокупности. При этом никакие ошибки классификации (диагностики) не рассчитывались. Таким образом, опытного подтверждения возможности пренебречь неравенством ковариационных матриц в геологии никогда не давалось. Там просто реализовался более простой, чем в теории, подход, который в первом приближении и удовлетворял геологов.

Последняя глава математического раздела справочника посвящена коэффициенту ранговой корреляции Спирмена. Эта глава вызывает полное недоумение у внимательного читателя, так как ее появление не оправдано всем предыдущим изложением и излишне по существу. Прочитав главу, можно убедиться, что ее авторы стремятся дать более простой метод расчета оценки связи, чем расчет обычного коэффициента корреляции, который объявляется якобы особо точной оценкой меры связи. Подобная постановка вопроса бессмысленна. Оба коэффициента точны, если выборка сделана правильно, объект поддается изучению (условия одни и те же) и число наблюдений достаточно велико. Однако если вспомнить, что обычный коэффициент корреляции неразрывно связан со стройной и глубокой теорией регрессионного анализа, то станет ясно, сколько теряет исследователь, рассчитывая вместо него коэффициент ранговой корреляции. Например, на рис. 39,1 справочника приведен график, показывающий, что коэффициенты ранговой корреляции и обычный коэффициент корреляции неотличимы. Однако ограничившись ранговым коэффициентом корреляции, мы не можем проверить, пригодны ли для оценки связи с его помощью данные, по которым построен рис. 39,1. Между тем, рассчитав коэффициент корреляции и найдя отклонения наблюдений от линии регрессии, немедленно можно обнаружить, что наблюдения в целом независимы, и поэтому в данном случае не следует смешивать материал и считать общий коэффициент корреляции. Здесь следовало ограничиться расчетом коэффициентов корреляции отдельно для каждой группы образцов, а затем сравнить между собой полученные коэффициенты корреляции, так как это было объяснено геологам более чем 30 лет тому назад [2]. В целом нужно сказать, что в век микрокомпьютеров неуместно рекомендовать счеты и номограммы.

Сам по себе коэффициент ранговой корреляции полезен и нужен в специфических ситуациях. Но таких методов, полезных и гораздо более важных для литологии, чем коэффициент ранговой корреляции, в статистике достаточно много. Вспомним хотя бы изящный, простой и гибкий аппарат таблиц сопряженности, особенно построенный на информационных мерах. Существует теория толерантных пределов, незаменимая для работы с малыми выборками, можно упомянуть весьма популярный кластер-анализ и т.д. Все это в справочнике опущено, а описание второстепенного средства заняло более одной четвертой всего

объема рассматриваемой части. Наконец изложение выбранного материала должно быть хотя бы отредактировано. Мы уже указывали на неудачный пример, проиллюстрированный на рис. 39,1. По поводу этого примера [11, с. 495] говорится: "...расчет коэффициента координации Спирмена...", но такой коэффициент Спирменом никогда не предлагался, и что это такое и почему он появился, читателю совершенно непонятно. Можно привести и другие замечания.

Глава кончается списком литературы. Возникает вопрос, зачем он дан. Если предположить, что это литература, рекомендованная литологам по вопросам, затронутым в рецензируемой части, то его можно только приветствовать. Однако из шести работ (и это взято из тысяч работ, опирающихся в литологии на математику) в списке приведено три работы по ранговой корреляции. Из них первые две по существу инструкции для ручного счета, повторяющие друг друга и не имеющие никакого общего интереса. Из оставшихся трех две никогда никем не рецензировались и почти никогда не цитировались. Что же здесь поучительного для литологов?

Как отмечалось выше, в рецензируемых параграфах изложены методы, созданные во ВСЕГЕИ (корреляция от корреляции Буркова). Недопустимость пользования этими методами неоднократно отмечалась в печати. Ничего нового по этому поводу в справочнике не сказано. Поэтому терять время на разбор явно дефектных рекомендаций не следует.

ОБ ИЗЛОЖЕНИИ ВОПРОСОВ ЛИТОЛОГИИ, ТРЕБУЮЩИХ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

До сих пор мы рассматривали только изложение математических вопросов в справочнике [11]. Теперь мы обратимся к тем задачам литологии, которые даны в работах [10] и [11] без какого-либо привлечения математики и поэтому неясны. Это необходимо сделать, так как автор математических частей в названных работах некоторые из этих задач недостаточно конструктивно прокомментировал. Это касается прежде всего главы 6 справочника и главы 4 монографии [10]. Рассматриваемый в этих разделах материал относится к вопросу о характере изменений состава слоев в вертикальном разрезе осадочной толщи. При этом авторы справочника [11] на основе фундаментальной статьи Н.Б. Вассоевича и В.В. Меннера, цитируемой ими, предлагают названия огромному числу внешних признаков, наблюдаемых в различных частях разреза, однозначно фиксируемых. Остается только не совсем ясным следующее: допустим, что мы описали разрез в предлагаемых авторами терминах, какая от этого польза литологии и что мы этим решим. Примерно эти вопросы рассматриваются в монографии [10]. В отличие от авторов [11] С.И. Романовский предлагает классифицировать "динамические типы седиментационных циклов" [10]. Каждому, кто изучал разрезы в поле, ясно, что восстановление динамики осадконакопления представляет обычно сложнейшую задачу. Дело в том, что восстановив динамику осадконакопления, классификацию режимов можно дать без труда, если же мы выработаем классификацию режимов не на основе конкретного материала, а вообще, то нет никакой гарантии, что по этим данным можно восстановить динамику осадконакопления. В справочнике и монографии решению классификационной задачи не ставится никакой альтернативы. Между тем альтернатива есть. Ей посвящена обширная литература, и в настоящее время уже многие полагают, что именно здесь пролегал столбовой путь литологии в рассматриваемой области. Существо дела заключается в следующем. Работами целого ряда выдающихся ученых, среди которых прежде всего следует назвать Е.Е. Слуцкого, А.Я. Хинчина, А.Н. Колмогорова и В. Феллера, в середине нашего века разработана теория случайных процессов, о которых мы упомянули в начале рецензии. Согласно этой теории, впервые введенной в геологию автором этих строк еще в 1949 г. [1] и затем использованной в работах многочисленных исследователей, разрез осадочной толщи рас-

считается как реализация ("выборка" в терминах, объясненных в начале настоящей работы) случайного процесса. При этом, как было отмечено выше, случайный процесс зависит от времени так, что его характеристики являются функцией от времени только в среднем. В конкретном же проявлении – разрезе, изучаемом литологом (выборке), в любой точке разреза характеристики его могут колебаться в достаточно широких пределах, принимая разные значения с различными вероятностями. Если рассматривать разрез с изложенной точки зрения, то окажется, что важна в нем общая структура, частные же вариации его состава и их локальные соотношения во многих случаях не представляют никакого интереса. Таким образом, возникает задача о выявлении структуры процесса, которая решается с помощью концептуального моделирования. Классифицировать частные проявления процесса в конкретной реализации бессмысленно. Поэтому оказывается, что как фундаментальная разработка Н.Б. Вассоевича и В.В. Меннера, так и "динамические обстановки" С.И. Романовского не более чем дань устарелой традиции, не имеющей в литологии никаких перспектив. Следует отметить, что новый подход, использованный в многочисленных работах и уже давший конкретные результаты, недопустимо игнорировать. По поводу предлагаемого нами подхода (т.е. стохастического моделирования) дважды высказывался С.И. Романовский. Так, в 1977 г. он писал: "Модель сульфатной седиментации... разработана А.Б. Вистелиусом совместно с О.В. Сармановым... Оригинальность постановки задачи, изящный подход к выводу интересующей авторов функции распределения дает ...возможность нам рекомендовать ее как образец безупречного анализа геологического явления" [9, с. 79], и далее: "На моделях марковского типа мы специально останавливались в первой части книги... [9, с. 72]. Блестящим примером реализации этого подхода является монография А.Б. Вистелиуса" [9, с. 368].

В 1984 г. тот же С.И. Романовский излагает вопрос в рассматриваемой нами монографии [10] так, как их понимает А.Б. Вистелиус (отметим, что он понимает их так, как его понимают все классики, например А.Н. Колмогоров, Н. Винер и др.). Кроме того, А.Б. Вистелиус оказывается повинен в ничем не оправданном сужении основной цели математической геологии, рекламировании недостойной работы донецкого геолога Е.А. Яковцева [14] и пропагандировании заведомо бесперспективного пути моделирования процесса слоеобразования. Все сказанное С.И. Романовским в 1977 и в 1984 гг. относится к одним и тем же работам и одним и тем же идеям. В промежуток между указанными датами подход рецензента разбирался в специальной статье на международном уровне [25] и был признан в высшей степени перспективным. В 1984 г. на сессии МГК-27 этот же подход был объектом обсуждения на ряде заседаний. В итоге он был признан ведущим в мировой математической геологии. Что предлагает вместо нашего подхода С.И. Романовский, никому неизвестно. Чему же должен верить читатель – тексту С.И. Романовского, изложенного в работе [9] или [10]?

Теперь об обвинении в адрес рецензента о суженном подходе к определению основной задачи математической геологии. Вряд ли этот вопрос можно сейчас обсуждать. Ведь точное определение математической геологии дал именно рецензент [4], и никакого другого определения никто не давал.

Наконец претензии к марковским моделям [14]. Дело в том, что всякая случайная последовательность имеет отвечающую ей марковскую матрицу. Это тривиально, хотя матрицы эти индивидуальны и несут ценную информацию. Но не каждая случайная последовательность является реализацией марковской модели, да еще модели, порождающей цепь Маркова второго порядка. Так вот, С.И. Романовский не понял, что в наших работах речь идет не о матрицах, а о моделях, он же говорит о матрицах, т.е. о другом объекте. В сборнике [6] доказательство непонимания вопроса С.И. Романовским дано им самим с предельной ясностью. Действительно, прямо утверждается [6, с. 146], что любая последовательность слоев имеет марковскую матрицу, но из этого С.И. Романовским дела-

ется принципиально ошибочный вывод, что любой марковской матрице отвечает одна и та же марковская последовательность. Этот вывод неверен, и наводящие рассуждения С.И. Романовского по этому поводу не имеют никакого отношения к предмету.

Обращаясь снова к марковской тематике, легко видеть, что наш аппарат дал абсолютно нетривиальные, более того, ценные результаты. Ведь А.Е. Яковцев показал, что последовательности слоев являются аналогом однородной цепи Маркова. При этом в число состояний, на которых задана цепь, входит уголь. Отсюда прямой практический вывод – в отложениях, еще не вскрытых скважинами между разрезами, изученными А.Е. Яковцевым, находятся области, перспективные на промышленную угленосность. Когда же мы подойдем к границе этой площади, то разрез потеряет свойства, открытые в нем А.Е. Яковцевым. Ряд других возможностей указал сам А.Е. Яковцев, что С.И. Романовский игнорировал.

Большой и трудный путь поисков подхода к пониманию строения осадочных толщ в самой трудной части в настоящее время пройден. Случайный процесс с восстановлением оказался той основой, на которой в одной из важных областей литологии возможно реальное продвижение вперед. Это продвижение могут задержать только недельные причины.

Необходимо восстановить пробел в справочнике и рекомендовать следующую литературу по математике в литологии (седиментологии), которая поможет литологам уловить существо постановки вопроса, конструктивно использовать приемы статистики на практике и выяснить специфику при постановке конкретных проблем: монография [18] познакомит литолога с общим подходом и спецификой постановки задачи; в монографии [8] литолог найдет пример того, как нужно на практике использовать методы, которые пытался изложить С.И. Романовский в справочнике [11]; работы [4, 13, 15, 20] покажут широту вопросов, решаемых концептуальным стохастическим моделированием; детальный пример модели, приводящий к процессу с восстановлением приведен в работе [23]; наконец в работах [4, 5, 13, 16 и 20] даны современные постановки вопроса и концептуальная палеогеография по терригенным компонентам.

Список литературы

1. *Вистелиус А.Б.* К вопросу о механизме слоеобразования // Докл. АН СССР. 1949. Т. 65. С. 191–194.
2. *Вистелиус А.Б.* Проблема изучения связи в минералогии и петрографии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. № 1. С. 58–73.
3. *Вистелиус А.Б.* Среда литогенеза и основная задача математики в седиментологии // Докл. сов. геологов IX седим. конгр., проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 185–189.
4. *Вистелиус А.Б.* Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980. 389 с.
5. *Вистелиус А.Б., Демина М.Е., Харламов Б.П.* Основная задача поисковой геохимии и палеогеографии по терригенным компонентам, как задача о структуре случайных полей // Геологическая информация и математическая геология. М.: Недра, 1976. С. 37–47.
6. Методология литологических исследований / Под ред. А.А. Трофимука. Новосибирск: Наука, 1985. С. 138–146.
7. *Мохнач М.Ф.* О влиянии некоторых факторов на средние концентрации брома в разрабатываемых пластах Верхнекамского месторождения калийных солей // Геохимия. 1979. № 8. С. 1223–1235.
8. *Романова М.А.* Современные песчаные отложения Центральных Каракумов. Л.: Наука, 1971. 256 с.
9. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
10. Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 279 с.
11. Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1984. 509 с.
12. Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1979. 129 с.
13. *Харламов Б.П.* Об одной математической модели накопления акцессорных минералов в осадочных отложениях // Исследования по математической геологии. Л.: Наука, 1978. С. 80–90.

14. Яковцев А.Е. О чередовании литологических типов пород в разрезах каменноугольных отложений Донбасса // Уголь Украины, 1975. № 7. С. 47–49.
15. Dacey M.F., Lerman A. Sediment growth and aging as Markov chains // J. Geol. 1983. V. 91. P. 574–590.
16. Lee B.K., Jobson H.E. Stochastic analysis of particle movement over a dune bed // Prof. Paper 1040, Geol. Surv. Wash: Governmental Printing Office, 1977. 72 p.
17. Romanova M.A. Checking linear hypothesis in factor evaluation by use of trend-surface gradients in the investigation of eolian Deposits // J. Internat. Assoc. Math. Geol. 1970. V. 2. P. 231–341.
18. Schwarzscher W. Sedimentation models and quantitative stratigraphy. N.Y.: Elsevier, 1975. 328 p.
19. Sediments. Sediments Down-Under. 12-th Internat. Sediment. Congr. First circular. 1984. 6 p.
20. Thompson R. A stochastic model of sedimentation // J. Internat. Assoc. Math. Geol. 1984. V. 8. P. 753–779.
21. Vistelius A.B. The main problem of mathematics in sedimentology // IX Congr. Internat. de Sediment., theme III, Nice, 1975. P. 107–112.
22. Vistelius A.B. Mathematical geology and the progress of geological sciences // J. Geol. 1976. V. 84. P. 629–653.
23. Vistelius A.B. Gravitation stratification. Future trends in geomathematics. London: Pion Press, 1981. P. 141–177.
24. Vistelius A.B., Demina M.E. Variations of some heavy minerals in recent beach sands // J. Internat. Assoc. Math. Geol. 1984. V. 14. P. 159–185.
25. Whitten E.H.T. Vistelius'views on conceptual stochastic models // J. Geol. 1977. V. 85. P. 326–331.

Институт геологии и геохронологии
декабря АН СССР,
Ленинград

Поступила в редакцию
5.VIII.1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:551.231 (479.25)

Бойнагрян В.Р., Бойнагрян Т.Г.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС РЫХЛЫХ
ПОКРОВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БАСЕЙНА р. АГСТЕВ (АрмССР)

Детальное изучение рыхлых образований плиоцен-четвертичного возраста имеет существенное значение для восстановления физико-географических условий осадконакопления, решения ряда вопросов стратиграфии, определения их генезиса, поисков месторождений полезных ископаемых (россыпей) и т.п.

Состав, структура и текстура рыхлых образований, как известно [11], определяют их свойства, а все они вместе формируются в процессе возникновения (накопления) этих отложений и изменяются под влиянием процессов гипергенеза.

Каждый из генетических типов рыхлых отложений (как и любая горная порода) имеет свои определяющие признаки, которые позволяют выделить его среди других типов [9, 12]. Одним из таких признаков является вещественный состав, под которым понимаются состав минералов и содержание химических компонентов.

Химический состав рыхлых отложений дает ценную информацию об области палеоклиматологии, позволяет уточнить генезис этих отложений, степень их преобразования постгенетическими процессами, может помочь при стратиграфическом расчленении немых толщ и т.п. [7, 8, 13 и др.].

Однако в закономерностях изменения химического состава рыхлых отложений все еще много неясного. Поэтому нами сделана попытка на примере рыхлых отложений бассейна одной из рек Малого Кавказа в пределах Армянской ССР (бассейна р. Агстев)¹ проследить соотношения химических компонентов в разных их генетических типах и выявить намечающиеся закономерности.

В рассматриваемом бассейне р. Агстев рыхлые отложения имеют плиоцен-четвертичный возраст и покрывают его территорию крайне неравномерно, концентрируясь в основном на расширенных участках долины самой р. Агстев и ее правого притока р. Гетик. На склонах и водораздельных поверхностях покров рыхлых отложений в целом маломощный (редко более 1 м) или почти полностью отсутствует. Рыхлые отложения представлены накоплениями элювиального, склонового и водного парагенетических рядов.

Элювиальный парагенетический ряд представлен корой выветривания плиоцен-нижнечетвертичного возраста и элювием (или современной корой выветривания [4]) верхнечетвертичного и голоценового возраста.

Кора выветривания встречается нами в верховьях р. Агсу (левый приток р. Агстев) на выровненной поверхности перекристаллизованных известняков верхнеюрского возраста и на днище ее долины в виде пылеватых красно-коричневых глин и суглинков с отдельными включениями сильновыветрелой щебенки и дресвы. Фракция менее 0,005 мм содержится в них в количестве 12–35%.

На днище долины р. Агсу накопилась переотложенная (перемытая) кора выветривания, снесенная сюда со склонов и выступов коренных пород. Мощность ее составляет 3–8 м, а остаточной коры выветривания – всего 0,3–0,5 м. Хорошо заметен переход коры выветривания в невыветрелую коренную породу – перекристаллизованные известняки.

Образования элювия представлены щебенисто- и песчано-дресвяными накоплениями с суглинстым или супесчаным заполнителем, а также бурыми супесями, суглинками или пылеватыми глинами с небольшим содержанием дресвы и мелкой щебенки. Характер элювия зависит от состава и устойчивости материнских пород. Так, на гидротермально измененных породах развит элювий глинистого состава, а на гранитоидных интрузиях – крупно-

¹ Материал для данной статьи собран авторами в составе экспедиции Отдела гидрогеологии и инженерной геологии Института геологических наук АН АрмССР. В полевом сборе проб участвовал также А.А. Гаспарян.

Химический состав рыхлых образований и коренных

Генетический тип (число проб)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Кора выветривания (5)	53,74	0,39	19,74	12,44	0,75	0,05
Элювий (40)	47,53	0,80	16,23	6,91	0,81	0,16
Оползневой (10)	61,58	0,51	18,31	4,77	1,39	0,09
Делювий (20)	52,50	0,85	15,69	5,91	0,63	0,11
Дефлюкционный (35)	54,34	1,11	17,44	7,00	0,86	0,13
Солифлюкционно-нивационный (10)	55,68	0,75	17,38	7,93	1,43	0,07
Озерно-аллювиальный верхний р. Агстев (30)	58,04	0,92	17,26	6,61	1,99	0,09
Озерно-запрудный среднего и нижнего течения р. Агстев (20)	47,88	0,71	12,74	6,30	0,84	0,07
Озерно-запрудный верхний р. Гетик (30)	58,45	0,51	17,58	6,75	1,27	0,09
Гранодиорит (5)	67,11	0,53	14,54	2,27	2,18	0,10
Порфирит (10)	60,42	0,72	16,60	2,68	2,55	0,08
Известняк (5)	64,83	0,01	2,15	4,23	0,78	0,05

Примечание. Силикатный анализ проведен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, а

Геохимические коэффициенты рыхлых

Генетический тип (число проб)	SiO ₂ / /Al ₂ O ₃	CaO / /MgO	K ₂ O / /Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ / /FeO	Al ₂ O ₃ / /TiO ₂	Fe ₂ O ₃ / /MgO	Al ₂ O ₃ / /K ₂ O
Кора выветривания (5)	2,72	1,11	4,23	16,59	50,62	5,81	6,23
Элювий (40)	2,93	3,71	1,92	8,53	20,29	2,71	7,77
Оползневой (10)	3,36	1,26	1,29	3,43	35,88	2,23	5,58
Делювий (20)	3,35	2,39	1,33	9,38	18,46	2,47	7,07
Дефлюкционный (35)	3,12	2,37	1,42	8,14	15,71	2,78	6,76
Солифлюкционно-нивационный (10)	3,20	3,24	1,13	5,55	23,17	4,05	6,01
Озерно-аллювиальный верхний р. Агстев (30)	3,36	1,66	0,95	3,32	18,76	2,53	8,26
Озерно-запрудный среднего и нижнего течения р. Агстев (20)	3,76	3,72	1,29	7,50	17,94	1,99	6,34
Озерно-запрудный верхний р. Гетик (30)	3,32	2,46	1,16	5,31	34,47	3,31	8,33

* Составлена по данным табл. 1.

глибовый (начальная стадия его формирования) и дресвяный элювий с грубо- и крупно-зернистым песком.

Содержание глинистых частиц (фракция менее 0,005 мм) в элювиальных образованиях меняется в широких пределах – от долей процента до 21%.

Химический состав плиоцен-нижнечетвертичной коры выветривания и более молодых элювиальных образований отличается содержанием отдельных компонентов (табл. 1).

Кора выветривания выделяется большим содержанием малоподвижных оксидов (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃), а элювиальные образования – CaCO₃. Химический состав элювия позволяет

пород, % (средние величины)

CaO	MgO	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
2,38	2,14	4,41	0,04	—	0,75	3,17	100,00
9,45	2,55	3,69	0,09	8,61	1,09	2,09	100,01
2,71	2,14	2,56	0,12	—	2,53	3,28	99,99
5,73	2,39	4,51	0,19	7,59	1,67	2,22	99,99
5,97	2,52	3,31	0,16	2,78	1,82	2,58	100,02
6,36	1,96	2,79	0,22	—	2,55	2,89	100,01
4,33	2,61	3,64	0,19	—	2,21	2,09	99,98
11,80	3,17	2,91	0,22	9,78	1,56	2,01	99,99
5,02	2,04	3,84	0,52	—	1,82	2,11	100,00
2,59	0,89	1,56	0,32	—	4,47	3,45	100,01
6,69	2,65	0,32	0,20	—	3,84	3,23	99,98
23,76	1,32	0,10	0,22	—	1,25	1,25	99,95

коренных пород — в химической лаборатории ПО "Армгеология". Результаты пересчитаны без п.п.п.

Таблица 2

образований (средние величины) *

$(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{H}_2\text{O}/(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	$\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$	$(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{CaO} + \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$
0,32	0,52	4,32	1,67	0,199	0,229	0,059
0,78	0,24	6,88	2,05	0,196	0,739	0,044
0,46	0,24	12,91	2,66	0,316	0,265	0,053
0,61	0,36	8,88	2,43	0,248	0,518	0,042
0,59	0,26	7,76	2,22	0,252	0,487	0,047
0,68	0,20	7,02	2,20	0,313	0,479	0,052
0,50	0,32	8,78	2,43	0,249	0,402	0,036
1,21	0,16	7,60	2,51	0,280	1,175	0,042
0,51	0,35	8,66	2,40	0,224	0,402	0,036

отнести его к обывесткованному типу, а присутствие большого количества CaCO₃ обуславливает щелочную реакцию среды, в которой образуются вторичные минералы [3].

Ценную информацию о формировании и преобразовании рыхлых образований дают не только содержания отдельных химических компонентов, но и их соотношения — геохимические коэффициенты. Последние могут быть показателями различной степени преобразования рыхлых образований и интенсивности геохимических процессов. Так, в работах [7 и др.] отмечается информативность величин $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, CaO/MgO , $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$: чем они ниже, тем порода более выветрелая, а при увеличении этих коэффициентов уменьшается интенсивность геохимических процессов.

Вычисленные нами геохимические коэффициенты (табл. 2) подтверждают выводы, приведенные в работе [7]. Из данных табл. 2 видно, что выделенная нами в верховьях р. Агсу кора выветривания плейстоцен-нижнечетвертичного возраста отличается более низкими по сравнению с элювием верхнечетвертичного и голоценового возрастов геохимическими коэффициентами, характеризующими ее большую выветрелость, и повышенными коэффициентами окисления ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$), разложения ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$) и гидратации ($\text{H}_2\text{O}/(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$). Четко отличаются соотношения и других химических компонентов (см. табл. 2), что позволяет использовать их при изучении рыхлых образований.

Склоновые образования в бассейне р. Агстев представлены коллювием обрушения (обвальнo-осыпные накопления), оползания (оползневые, солифлюкционно-нивационные и дефлюкционные накопления) и смывания (делювиальные отложения).

С геохимической точки зрения обвальнo-осыпные накопления – малоинтересный объект для изучения. По-видимому, больший интерес представляют оползневые и другие склоновые образования, представленные в рассматриваемом районе Малого Кавказа супесями, суглинками и глинами с различным содержанием щебенки и дресвы (а оползневые образования – еще и включениями отдельных глыб), а также песчаными и щебенисто-дресвяными накоплениями.

На наш взгляд, в оползневых смещениях на склонах наряду с целым рядом факторов определенную роль играют и химические преобразования породы.

Из табл. 1 видно, что по содержанию SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO и K_2O оползневые накопления резко выделяются среди всех остальных типов рыхлых отложений, а от других склоновых образований отличаются еще и содержанием TiO_2 и Al_2O_3 . Соответственно отличаются и геохимические коэффициенты оползневых накоплений (см. табл. 2), что было отмечено нами ранее [2, 3] для участка среднего течения р. Агстев в пределах Дилижанской котловины. Оползневые накопления оказываются геохимически более преобразованными по сравнению с другими склоновыми образованиями, на что указывают небольшие величины $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, CaO/MgO и $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Содержания химических компонентов в остальных склоновых образованиях в целом не очень отличаются друг от друга (разность процентных содержаний оксидов в них меньше, чем, например, между корой выветривания и элювием). Можно отметить только относительно меньшее содержание в делювиальных накоплениях Fe_2O_3 , FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , а также Na_2O и K_2O . В солифлюкционно-нивационных накоплениях меньше MgO и H_2O^- (см. табл. 1). Геохимические коэффициенты этих склоновых образований не всегда дают однозначную интерпретацию интенсивности их гипергенного преобразования. Так, если по значениям CaO/MgO и $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ подчеркивается слабое геохимическое изменение солифлюкционно-нивационных образований, то другой аналогичный коэффициент ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) уже "не срабатывает". Он указывает на более интенсивное химическое преобразование, что не должно быть. По-видимому, здесь сказывается влияние большего в них содержания K_2O . Эти же образования характеризуются низким коэффициентом окисления (опять недостаток тепла), в них отмечается меньшее выщелачивание щелочных элементов по сравнению, например, с делювием, поэтому соответствующий коэффициент здесь выше (см. табл. 2).

Дефлюкционные образования (см. табл. 2) геохимически более преобразованы, чем делювиальные, хотя это отличие не такое заметное, как, например, между корой выветривания и молодыми элювиальными образованиями.

Из водного ряда рассмотрим здесь озерные (озерно-аллювиальные и озерно-запрудные) отложения, широко распространенные в бассейне р. Агстев. Эти отложения неоднородные, местами представлены супесями, суглинками или глинами без видимых следов слоистости, в других местах отмечается четкая горизонтальная слоистость и отслаивание отдельных прослоев наподобие плитчатого ила. На одних участках эти отложения покрывают все элементы современного рельефа, на других – встречаются только на склонах северной экспозиции.

В верховьях р. Агстев, в Гамзачиманской впадине, распространены озерно-аллювиальные отложения средне- и верхнечетвертичного возраста, что подтверждается и определением абсолютного возраста (> 43 тыс. лет) торфянистых слоев, залегающих у с. Лермонтово в их верхней части [1].

По данным многочисленных буровых скважин, озерно-аллювиальная толща, выполняющая Гамзачиманскую впадину, достигает мощности 120–140 м и представлена в верхней своей части лёссовидными суглинками, глинами, глинистыми песками, прослойками торфа и разнозернистого песка, а в нижней – галечниками, песками и отдельными слоями глин.

В бассейне среднего и нижнего течений р. Агстев ниже г. Иджван и в верховьях р. Гетик значительные площади занимают микропористые светло-желтые и желтые бесструктурные пылеватые супеси, суглинки и глины в основном без включений каменного материала. Мощность их составляет 20–30 м. По внешнему виду эти отложения напоминают лёссовидные суглинки и принимаются нами за озерно-запрудные отложения, переработанные процессами гипергенеза.

Средние величины комплексных геохимических коэффициентов рыхлых образований бассейна р. Агстев, 10^{-3} %

Генетический тип (число проб)	F	T	R	S	M
Кора выветривания (5)	25,10	16,79	43,88	9,57	16,08
Элювий (60)	16,95	36,55	26,26	2,39	11,48
Оползневой (10)	21,97	33,53	33,59	3,12	11,71
Делювиально-дефлюкционный (80)	32,46	45,01	24,94	5,57	15,29
Солифлюкционно-нивационный (10)	22,43	52,24	27,13	1,93	20,06
Озерно-аллювиальный верховой р. Агстев (30)	26,27	36,28	32,01	5,78	17,43
Озерно-запрудный, Дилижанская котловина (20)	48,90	78,39	25,05	5,90	13,56
Озерно-запрудный, среднее и нижнее течение р. Агстев (30)	49,40	116,88	23,84	3,79	13,12
Озерно-запрудный верховой р. Гетик (30)	25,64	46,51	25,69	8,32	11,24

Примечание. Спектральный анализ выполнен в лаборатории Института геологических наук АН АрмССР.

Аналогичные отложения встречаются в бассейнах рек Ахум, Тавуш, Куринской впадине и на других участках Армянской ССР и соседних республик.

Эти отложения отличаются повышенной карбонатностью, содержат обломки раковин фораминифер, характерных для распространенных в бассейне р. Агстев известняков, а из современных видов в них встречаются моллюски *Narapeopsis hohenackeci*. Последние распространены во всем Закавказье и характерны для аридных условий.

Слоистость в этих супесях, суглинках и глинах в целом проявляется нечетко. Лишь у сел. Мартуни и Чайкенд (бассейн р. Гетик) отмечается четкая слоистость. В этих отложениях встречаются линзы и прослои песков черного цвета (вулканический песок и пепел) с четко выраженной горизонтальной слоистостью.

Отсутствие или нечеткое проявление слоистости в супесях и суглинках можно, по-видимому, объяснить их накоплением в озерном бассейне с очень небольшой глубиной, в котором волновые процессы были ничтожными. В дальнейшем эти отложения были преобразованы гипергенными процессами, в них накопились карбонаты, в результате чего они изменили несколько свою текстуру, превратившись в микропористую бесструктурную толщу, которая могла легко перевеваться ветром. Озерная слоистость сохранилась лишь там, где имелись песчаные отложения.

Из табл. 1 видно, что наиболее близкие значения содержаний химических компонентов наблюдаются в озерно-аллювиальных и озерно-запрудных отложениях верховьев р. Агстев и ее притока р. Гетик, что свидетельствует о сходных условиях их формирования.

Относительно резко отличаются от них лёссовидные суглинки среднего и нижнего течения р. Агстев, распространенные ниже г. Иджеван. В последних выделяется значительное количество карбонатов CaCO_3 и MgO , однако SiO_2 и Al_2O_3 содержатся меньше.

Геохимические коэффициенты лёссовидных суглинков бассейна среднего и нижнего течения р. Агстев в целом значительно отличаются от аналогичных коэффициентов озерно-запрудных отложений верховий рек Агстев и Гетик (см. табл. 2), однако не дают четкой интерпретации о степени их гипергенного преобразования геохимическими процессами. Здесь, по-видимому, сказывается их высокая карбонатность, которая "подавляет" собой все остальные отношения химических компонентов. Однако видно, что они, если и сформировались в сходных фациальных условиях, то затем претерпели значительные преобразования, связанные, по-видимому, с их распространением в более засушливой части бассейна р. Агстев, что повлекло за собой их карбонатизацию (в слоях лёссовидных суглинков много карбонатных новообразований в виде стяжений, корок, оолитов и др.) и нарушение первоначальной естественной текстуры.

Этот вывод подтверждается и значительной концентрацией в них стронция, который является хорошим показателем аридности климата [5].

Слабо изучено и поведение микроэлементов в рыхлых образованиях разного происхож-

дения [10]. Нами сделана попытка выявить их поведение по генетическим типам рыхлых образований по усредненным данным. Так как использование обширного материала по каждому элементу затруднительно, были вычислены комплексные геохимические коэффициенты [6], которые объединяют в себе сходные элементы.

Из табл. 3 видно, что и по этим коэффициентам хорошо отличаются друг от друга кора выветривания и более молодые элювиальные образования, разные типы склоновых образований, а также озерно-запрудные отложения разных участков бассейна р. Агстев. При этом если в коре выветривания концентрируются редкие ($R = La + Y + Yb + Nb + Ta$) и малые петрогенные ($S = Be + Li + B + Rb$) элементы, то озерно-запрудные лёссовидные суглинки среднего и нижнего течения р. Агстев, значительно переработанные гипергенными процессами, выделяются высоким содержанием в них элементов группы железа ($F = Cr + V + Ni + Co$) и рассеянных породообразующих элементов ($T = Sr + Ba + Ga$). Металлические элементы ($M = Cu + Pb + Zn$) концентрируются в солифлюкционно-нивационных образованиях.

Таким образом, видим, что химический состав рыхлых образований и их геохимические коэффициенты дают определенную информацию о характере этих отложений: помогают отличить их друг от друга по условиям формирования, позволяют оценить интенсивность их гипергенного преобразования геохимическими процессами и т. п.

По-видимому, более детальные работы в этом направлении позволят получить новый дополнительный материал, что поможет с большей достоверностью интерпретировать генезис, условия формирования, степень преобразования и т. п. рыхлых образований.

Ценную информацию даст также изучение зависимости химического состава и содержания микроэлементов в рыхлых образованиях разного генезиса от подстилающих коренных пород и высотных климатических поясов.

Список литературы

1. Айрапетян Т.А. Новые данные о фауне плейстоцена Армении // Докл. АН АрмССР. 1976. Т. 62. № 5. С. 295–300.
2. Бойнагрян В.Р., Бойнагрян Т.Г. Роль рыхлых образований склонов участка среднего течения р. Агстев в формировании оползней // Уч. зап. ЕГУ. Естеств. науки. 1984. № 1. С. 134–138.
3. Бойнагрян Т.Г., Бойнагрян В.Р. Геохимические особенности рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Агстев // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1985. № 4. С. 31–38.
4. Геологический словарь. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 402 с.
5. Добровольский В.В. География микроэлементов. Глобальное рассеяние. М.: Мысль, 1983. 272 с.
6. Комов И.А. Соотношение акцессорных элементов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 6. С. 132–136.
7. Лукашев К.И., Астапова С.Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 194 с.
8. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1968. 348 с.
9. Миханков Ю.М. Геологическая съемка четвертичных отложений и геоморфологические исследования. Л.: Недра, 1973. 240 с.
10. Руководство по изучению новейших отложений. Сопряженный анализ. М.: Изд-во МГУ, 1976. 310 с.
11. Сергеев Е.М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1982. 248 с.
12. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
13. Le Tensorer J.-M. Analyse chimique de remplissages quaternaires, Methodes et premiers resultats. Interpretation paleoclimatique // Bull. Assoc. franc. etude Quatern. 1972. V. 9. № 32. P. 155–169.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОКСИХЛОРИДОВ МЕДИ И СВИНЦА ИЗ ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ ПОЛУОСТРОВА ЧЕЛЕКЕН

Первые находки атакмита на п-ове Челекен были сделаны В. Вебером и К. Калициком [3]. Не рассматривая детально его распространение и условия образования, эти авторы отметили приуроченность атакмита к подошвам некоторых песчаных пластов красноцветной толщи.

Рудопроявления минералов группы оксихлоридов (атакмита, куменгита, болейта, ди-болеит, псевдоболейта, паралаурионита, лаурионита, боталлакита и др.) подробно изучены Л.М. Лебедевым с сотрудниками [4, 5]. Этими авторами рассмотрены пространственное размещение рудопроявлений, их минеральный состав и происхождение. В основу нашей работы положен сделанный ими вывод о непосредственной кристаллизации минералов группы оксихлоридов из металлоносных хлоридных рассолов в условиях их поверхностного стока.

Ранее эти минералы традиционно рассматривались как типичные для зоны гипергенеза [6], но в последнее время атакмит был обнаружен в ряде геотермально активных зон Мирового океана – в Красном море [1, 10], на ВТП [8], а также в пределах геотермального поля ТАГ (устное сообщение Г.Ю. Бутузовой).

Нами были проведены экспериментальные и расчетные исследования для выяснения условий кристаллизации оксихлоридов свинца и меди из хлоридных растворов, близких по составу к рассолам Челекена, а также для выявления главных факторов, влияющих на этот процесс.

Оксихлориды свинца и меди, образованные в природных условиях. Рудопроявления оксихлоридов меди и свинца генетически связаны с термальными рассолами п-ова Челекен. Остановимся на характеристике состава и некоторых особенностях этих вод.

В пределах Челекенской антиклинальной структуры выделяются три типа вод, приуроченных к отдельным водоносным комплексам [4].

1. Хлоридные натриево-кальциевые воды, связанные с породами апшеронских отложений с общей минерализацией 30–40 г/л. Эти воды практически не содержат тяжелых металлов. Температура их составляет 25–26 °С (здесь и далее приводятся температуры на устье скважины).

2. Хлоридные металлоносные рассолы, связанные с верхним отделением красноцветной толщи. Общая минерализация их чрезвычайно высока и достигает 300 г/л, температура колеблется от 40 до 80 °С. Значение рН изменяется от 5,5 до 6,5. С этим типом вод связаны основные концентрации тяжелых металлов: содержание свинца в рассолах на изливе воды в среднем составляет 10–15, меди – 1–3 мг/л, с углублением по обводу скважины эти величины повышаются в 10 раз.

3. Хлоридно-бикарбонатные натриевые воды, приуроченные к нижнему и среднему отделам красноцветной толщи. Общая минерализация их составляет 20–40 г/л; они не содержат заметных концентраций тяжелых металлов; температура не превышает 50 °С. Воды характеризуются щелочной реакцией (рН до 8,5) при низких (до –140 мВ) значениях Eh.

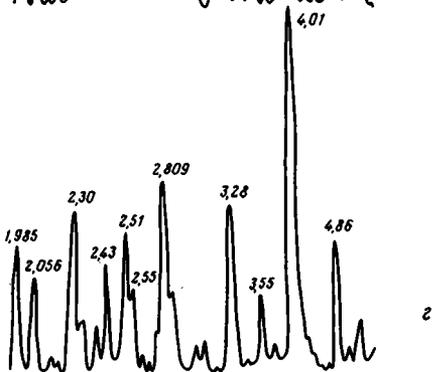
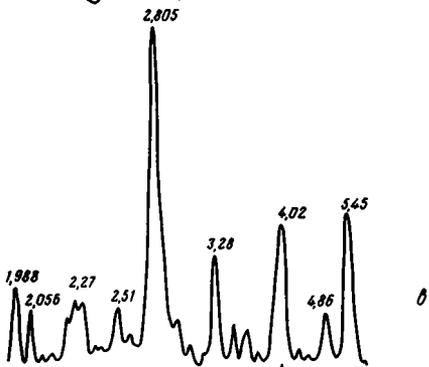
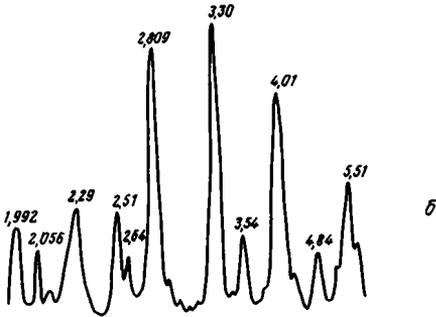
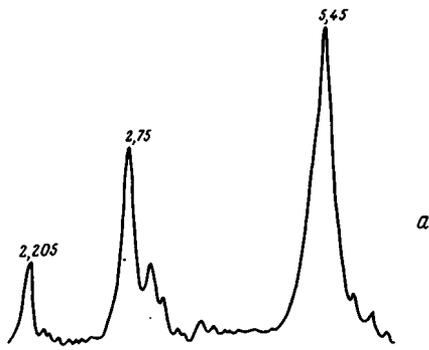
В соответствии с представлениями авторов, занимавшихся изучением рудопроявлений оксихлоридов свинца и меди [4], оксигалоидные соединения локализованы в песках русловой фации четвертичных отложений и представлены 1) мелкими тонкодисперсными частицами, рассеянными в песках; 2) микроконкрециями и кристаллами в гальке глин, находящейся в основании продуктивного слоя; 3) крупными песчанистыми конкрециями, образованными вокруг описанной лигнитизированной древесины.

Минералы группы оксихлоридов представлены атакмитом, паратакмитом (боталлакитом)¹, куменгитом, болейтом, диболеитом, псевдоболейтом, паралаурионитом (лаурионитом), среди которых отмечены следующие взаимоотношения: на наиболее ранний атакмит (образующий сростки с паратакмитом и боталлакитом) нарастает болейт; тот же болейт нарастает на поверхность кристаллов куменгита. В единичных случаях удавалось наблюдать нарастание куменгита на атакмит. На поверхности микродрузовых образований болейта отлагаются тонкокристаллические агрегаты паралаурионита.

Таким образом, при образовании оксихлоридов свинца и меди в природных условиях намечается следующая последовательность кристаллизации: атакмит (паратакмит, боталлакит) – куменгит – болейт и диболеит – паралаурионит (лаурионит).

Образование этих минералов, по-видимому, связано с разгрузкой металлоносных

¹ В скобках даны названия полиморфных модификаций, встречающихся в подчиненном количестве.

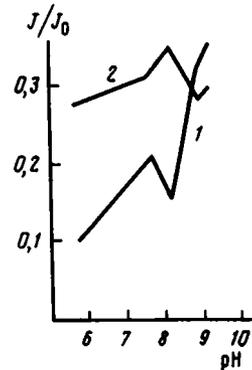


Фиг. 1

Фиг. 1. Дифрактограммы осадка, полученного при различных значениях pH растворов

a - атакамит (pH 5,6);
б - диболеит, лаурионит, куменгит, фаза X (pH 7,72);
в - лаурионит, диболеит (pH 7,98) фаза X;
г - лаурионит с помощью содержащих медь фаз и фазой X

Фиг. 2. Зависимость относительного содержания свинца (1) и меди (2) в осадке от pH раствора



Фиг. 2

Экспериментальное изучение зависимости состава осадка и остаточного раствора от pH

Номер опыта	pH равновесного раствора	Содержание в растворе,		Минеральный состав осадка	Основные линии на рентгенограмме, А			Содержание Cu и Pb в осадке (относительная интенсивность)	
		Cu, 10^{-6} моль/л	Pb, 10^{-5} моль/л					$I/I_0 \cdot 10^{-1} \text{Cu}$	$I/I_0 \cdot 10^{-1} \text{Pb}$
1	5,6	Не опр.	Не опр.	Паратакамит	5,45	2,75	2,21	2,83	0,97
2	7,72	3	7,5	Куменгит	4,84	3,71	2,64	3,02	1,94
				Диаболеит	5,51	3,30	2,29		
				Лаурионит	3,01	2,51	2,29		
3	7,98	3,2	7,1	Диаболеит	5,51	3,28	2,29	3,41	1,39
				Лаурионит	4,02	2,51	2,29		
4	8,58	6,7	6,6	"	4,01	2,51	2,29	2,59	2,95
5	8,90	2,9	6,1	"	4,02	2,50	2,29	2,69	3,40

Таблица 2

Использованные термодинамические величины

Соединение	$\Delta G^{\circ}_{f,298}$, ккал/моль	Источник	Соединение (раствор)	$\Delta G^{\circ}_{f,298}$, ккал/моль	Источник
$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ атакамит	-160,3	[7]	$\text{Cu}(\text{OH})^+$	-30,07	[2]
$\text{Pb}_1,9\text{Cu}_{2,4}\text{Cl}_{4,2}(\text{OH})_{4,4}$ куменгит	-3624,04	[9]	$\text{Cu}(\text{OH})_2^0$ CuCl^+	-75,55 -15,68	[7]
$\text{PbCuCl}_2(\text{OH})_2$ куменгит	-161,6	Наши данные	CuCl_2^0	-47,62	
$\text{Pb}_2\text{CuCl}_2(\text{OH})_4$ диаболеит	-277,5	[9]	Pb^{2+}	-5,88	
PbOHCl паралаурионит	-91,78		$\text{Pb}(\text{OH})^+$ PbCl^+	-54,12 -39,12	[11]
PbOHCl паралаурионит	-91,9	Наши данные	PbCl_2^0	-71,26	
H_2O	-56,69	[7]	PbCl_3^-	-102,2	
$\text{Cl}(\text{p-p})$	-31,37		PbCl_4^{2-}	-133,3	
$\text{Cu}^{2+}(\text{p-p})$	-15,6				

распологов, вероятнее всего, в условиях смешения их с щелочными хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми водами, о чем свидетельствует большое количество церрусита и гидроцеррусита, пространственно связанного с оксихлоридами. Фактором осаждения в этом случае являлось повышение щелочности минералообразующего раствора. Этот вывод мы попытались проверить экспериментальным и расчетным методами.

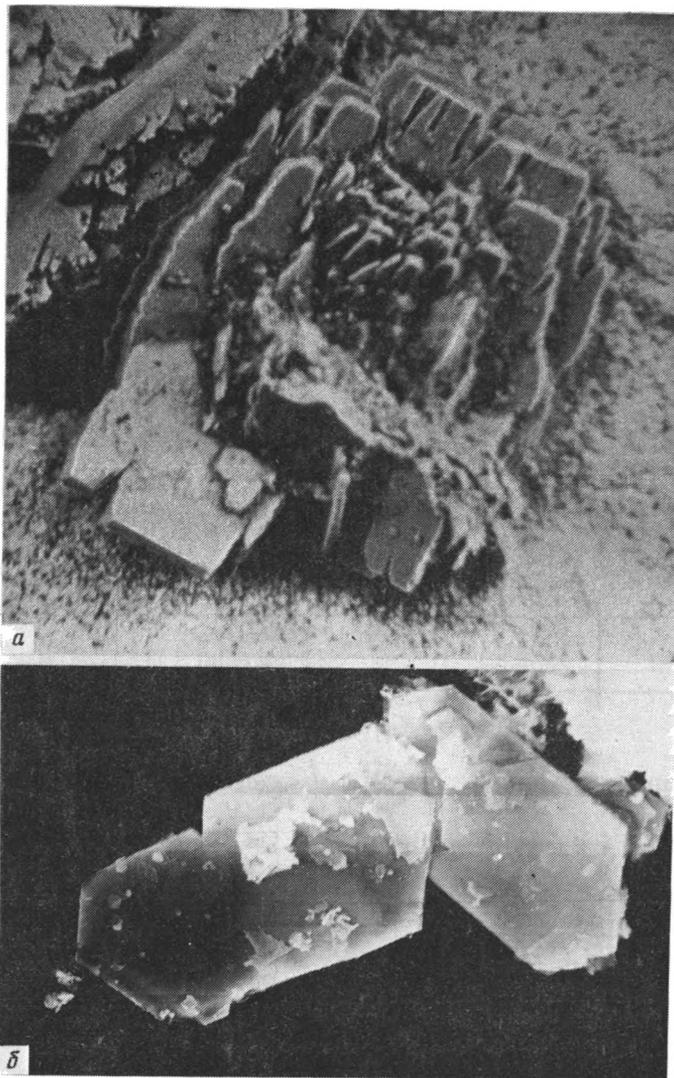
Постановка эксперимента. Опыты проводились при комнатной температуре.

В исходный раствор, содержащий 3 моль/л NaCl, $6 \cdot 10^{-4}$ моль/л растворенного PbCl_2 и $8 \cdot 10^{-4}$ моль/л CuCl_2 , слегка подкисленный HCl, добавляли переменное количество 1N раствора NaOH. Для увеличения скорости кристаллизации исходные концентрации были выбраны так, что они превышали природные приблизительно в 10 раз.

После добавления щелочи немедленно образовывался осадок, который выдерживался в растворе в течение 2 ч, после чего измерялось значение pH раствора (pH-метр ОР-211/1).

После выдерживания в течение 2 сут. раствора с осадком (что считалось достаточным для полной раскристаллизации и установления равновесия) осадок декантировали, промывали дистиллированной водой и высушивали при комнатной температуре. В остаточном растворе вновь измеряли значение pH, в некоторых опытах атомно-адсорбционным методом контролировали содержание Pb и Cu (Varian, модель 875, аналитик В.А. Волченкова).

Осадок исследовался рентгеноспектральным и рентгенодифрактометрическим мето-

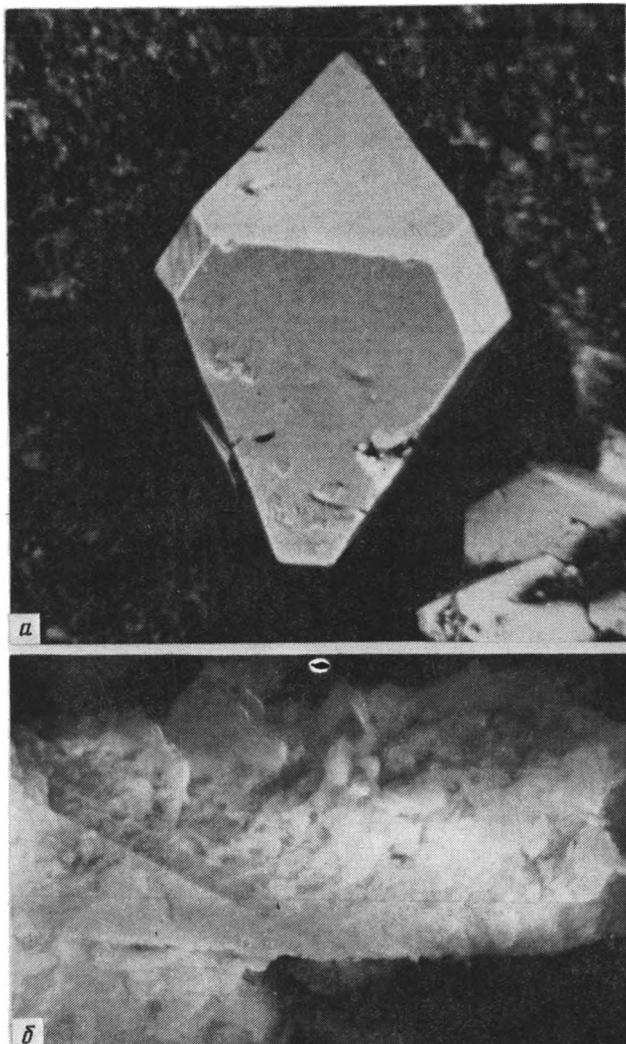


Фиг. 3. Атакамит

a – природный (фото Л.М. Лебедева), растровый (электронный микроскоп, увел. 650); *б* – синтетический, растровый электронный микроскоп, увел. 4400

дами. Дифрактограммы получены на приборе ДРОН-1 (Cu-излучение). Рентгеноспектральное излучение проводилось на приборе СПАРК-1 с ренийевым излучением, кристалл-анализатор LiF. Фотографии синтетических фаз получены на растровом электронном микроскопе Jeol.

Результаты эксперимента. Проведенные эксперименты по осаждению минеральных фаз из концентрированных хлорнатриевых растворов показали, что существует следующая закономерность кристаллизации оксигалондных соединений: при примерно равных активностях меди и свинца в исходном растворе в слабокислых условиях в интервале значений pH от 5,5 до 6 осадок представлен чисто медным минералом – паратакамитом. На рентгенограмме осадка (фиг. 1, *a*) все главные линии совпадают с эталонными (табл. 1). В интервале значений pH раствора от 6 до 8 осадок состоит из смеси минералов: куменгита (в небольших количествах), диаболента, лаурионита и недиагностированной фазы (фаза X), возможно, $Pb_2O_2Cl_6$. Дифрактограммы смесей представлены на фиг. 1, *б, в*. В щелочных растворах, при pH более 8, осадок представлен лаурионитом с примесью содержащих медь фаз и фазы X. Главные линии на дифрактограмме (см. фиг. 1, *з*) отвечают рефлексам лаурионита (ASTM).



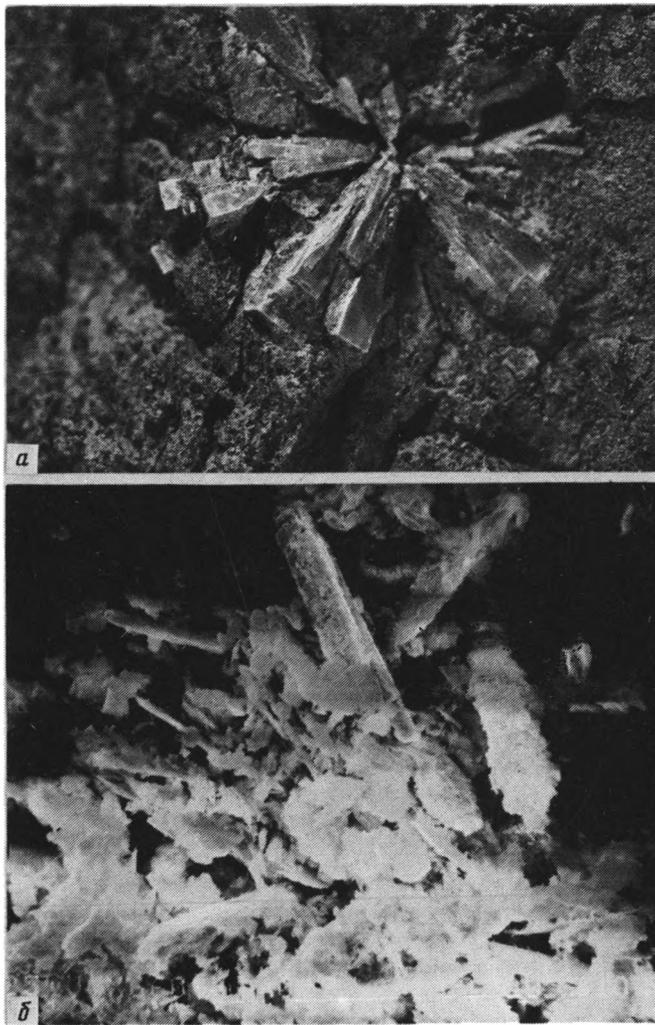
Фиг. 4. Куменгит
a – природный (фото Л.М. Лебедева), растровый электронный микроскоп, увел. 450; *б* – синтетический, растровый электронный микроскоп, увел. 1650

Содержания Pb и Cu в остаточном растворе приведены в табл. 2. Очевидно, что с увеличением щелочности равновесная концентрация меди увеличивается, в то время как равновесная концентрация свинца падает. Интересно отметить, что полученные в опытах остаточные концентрации как меди, так и свинца, соответствуют средним содержаниям этих металлов в металлоносных природных рассолах Челекена [4].

Рентгеноспектральным методом осуществлялся качественный контроль за присутствием и соотношением свинца и меди в осадке. На спектрограммах определялась относительная интенсивность линий меди и свинца I/I_0 . За I_0 принималась интенсивность чистой медь- или свинецсодержащей фазы. Как следует из результатов, приведенных на фиг. 2, содержание свинца в осадке с увеличением щелочности раствора существенно возрастает, содержание меди – слабо падает в соответствии с фазовым составом смеси.

Интересно сравнить формы природных и синтетических минералов. В силу кинетических причин размеры синтетических фаз малы и составляют от одного до нескольких микрон (размеры природных кристаллов обычно составляют около 1 мм). Тем не менее основные кристаллографические формы их сохраняются (фиг. 3–5).

Таким образом, из проведенных экспериментов следует, что при повышении щелочности



Фиг. 5. Диаболеит
a – природный (фото Л.М. Лебедева), растровый электронный микроскоп, увел. 340; *б* – синтетический, растровый электронный микроскоп, увел. 660.

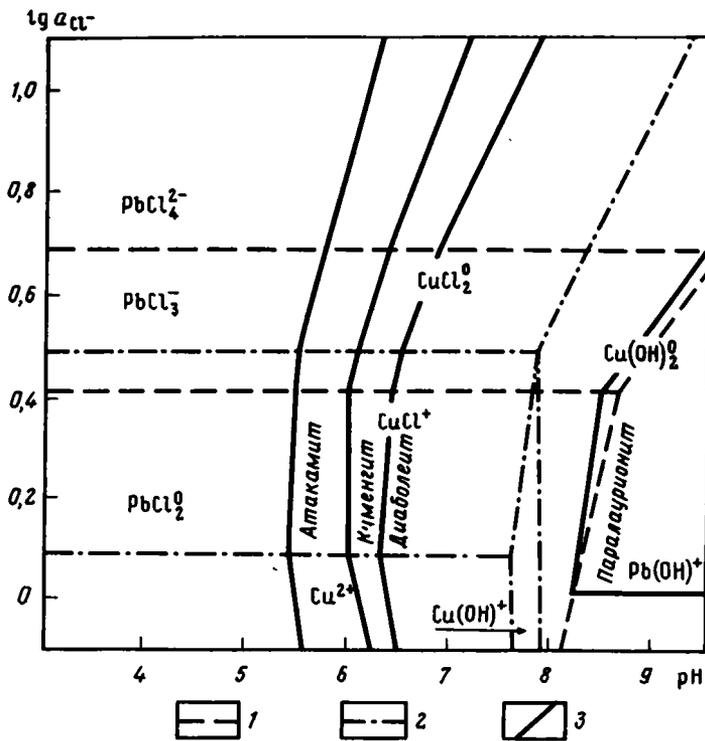
минералообразующего раствора происходит дифференциальное осаждение сначала медьсодержащих, затем смешанных и, наконец, свинецсодержащих оксигалоидных соединений.

Термодинамические расчеты. Полученная в ходе эксперимента закономерность проверена нами с помощью термодинамических расчетов. Используемые величины термодинамических функций приведены в табл. 2. Расчет проводился на основании предположения равновесной кристаллизации фаз:

$$\Delta G_f^\circ = -2,3RT \ln K^\circ. \quad (1)$$

На диаграмму равных активностей хлоркомплексов свинца и меди нанесены поля кристаллизации оксихлоридов меди и свинца (фиг. 6). Значения активности меди и свинца в растворе приняты равными $a_{\text{Pb}^{2+}} = a_{\text{Cu}^{2+}} = 10^{-5}$ моль/кг H_2O , что примерно отвечает активности этих элементов в природных рассолах Челекена и в равновесных растворах, полученных в опытах (с учетом коэффициентов активности, рассчитанных по формуле Дебая–Хюккеля).

Уравнения кристаллизации каждой минеральной фазы записывались отдельно для каждого поля диаграммы с учетом преобладающих и в пределах этого поля хлоркомплекс-



Фиг. 6. Диаграмма полей кристаллизации оксихлоридов свинца и меди ($T = 25^\circ \text{C}$, $a_{\Sigma \text{Pb}^{2+}} \approx a_{\Sigma \text{Cu}^{2+}} = 10^{-5}$)

1-2 - линии равных активностей хлоридных комплексов (1 - свинца, 2 - меди); 3 - линии кристаллизации минеральных фаз

сов Pb^{2+} и Cu^{2+} :



где A, B, C, D, F - коэффициенты реакции; $(\text{PbCuOHCl})_x$ - атакамит, диаболеит, куменгит, паралауронит.

Расчет $\Delta G_{f,298}^0$ и представив результат с учетом уравнения (1) в виде

$$K_p^0 = \frac{a_{\text{Cl}^-}^D \cdot a_{\text{H}^+}^F}{a_{\text{PbCl}_n^{2-n}}^A \cdot a_{\text{CuCl}_m^{2-m}}^B}, \quad (3)$$

переходим к уравнениям прямых линий в координатах $\lg a_{\text{Cl}^-}$ - pH. Таким образом, для каждой минеральной фазы количество отрезков прямой определяется числом полей диаграммы. Совокупность отрезков образует линию кристаллизации фазы, пересекающую все поле диаграммы. Эти линии субпараллельны и отражают последовательность, полученную нами в эксперименте.

Исключение составляет куменгит, значение функции свободной энергии которого, на наш взгляд, несколько занижено. Использование имеющегося в литературе значения [9] приводит к тому, что линия его образования располагается в еще более кислой области, чем линия кристаллизации атакамита. Это противоречит как природным наблюдениям, так и результатам наших экспериментов. Скорее всего это связано с нестехиометричностью фазы, для которой получено это значение $\Delta G_{f,298}^0$ (см. табл. 2).

В наших экспериментах куменгит образовался в опыте 2 (см. табл. 1) при pH 7,72. Активность хлора была рассчитана нами с учетом константы диссоциации NaCl из работы [12] и полученного по формуле Дебая-Хюккеля (во втором приближении) коэффициента активности Cl^- , что дало значение $a_{\text{Cl}^-} = 1,5$ и $\lg a_{\text{Cl}^-} = 0,19$. При этой активности хлора свинец находится преимущественно в виде комплекса PbCl_2^0 , медь в виде CuCl^+ . Равновесные концентрации свинца и меди приведены в табл. 1. Подставив полученные в результате экспери-

мента значения в уравнение реакции, можно оценить $\Delta G_{f,298}^{\circ}$ куменгита, которое составляет $-161,6 \pm 2$ ккал/моль.

Проверенная таким же образом свободная энергия паралаурионита составляет $-91,9 \pm 2$ ккал/моль, что хорошо согласуется с литературными данными [9].

Интересно отметить, что в экспериментах по осаждению фаз вместо устойчивого в термодинамическом отношении атакамита кристаллизуется преимущественно паратакамит, так же как вместо паралаурионита — лаурионит. Этот факт находится в полном соответствии с законом последовательных реакций Оствальда, по которому вещество, образующее несколько форм, кристаллизуется сначала в менее устойчивой модификации, переходя затем в более устойчивую.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

Экспериментальными и расчетными методами подтвержден следующий порядок кристаллизации оксихлоридов Рb и Cu из хлоридных натриевых растворов, содержащих медь и свинец: атакамит — куменгит — диаболент — паралаурионит. Показано, что этот порядок кристаллизации определяется возрастанием щелочности минералообразующего раствора. Установлено, что рудопроявления оксихлоридов на п-ове Челекен образовались в результате смещения металлоносных хлорнатриевых рассолов со щелочными хлоридно-бикарбонатными натриевыми водами.

Список литературы

1. *Бутузова Г.Ю.* Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 3–23.
2. *Варьяш Л.Н.* Гидролиз двухвалентной меди при температурах 25–350 °С // Геохимия. 1985. № 7. С. 1003–1013.
3. *Вебер В., Калицкий К.* Челекен // Тр. Геолкома. Нов. сер. 1911. Вып. 63.
4. *Лебедев Л.М., Никитина И.Б.* Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 240 с.
5. *Лебедев Л.М., Шурманов Л.П.* Рудопроявления оксихлоридов свинца и меди на Челекене // Современное гидротермальное минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 163–174.
6. Минералы. Справочник. Т. II, Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 368 с.
7. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
8. *Alt J.C., Lonsdale P., Haymon R., Muehlenbachs K.* Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 21°W, East Pacific Rise // Bull. Geol. Soc. America. 1987. V. 98. N 2. P. 157–168.
9. *Humphreys D.A., Thomas J.H., Williams P.A.* The chemical stability of mendipite, diaboelite, chloroxiphite and cumengeite, and their relationships to other secondary lead (II), minerals // Mineral. Mag. 1980. V. 43. P. 901–904.
10. *Mossman D.G., Hefferson K.G.* Possible primary precipitation of atacamite and other metal chlorides in certain startabund deposits // Chem. Geol. 1978. V. 21. P. 151–159.
11. *Seward T.M.* The formation of lead (II) chloride complexes to 300°: A Spectrophotometric study // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. N 1. P. 121–134.
12. *Seward T.M.* The stability of chloride complexes of silver hydrothermal solutions up to 350 °C. // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. V. 40. N 11. P. 1329–1341.

ИГЕМ АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
9.XII.1988

МЕТОДИКА

УДК 549.08:551.35

Воскобойников В.М., Краковский Б.И.

МЕТОДИКА РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ СУБАКВАЛЬНЫХ ОСАДКОВ

Рассмотрены физические основы, аппаратура, геометрические условия и методика рентгенографического исследования текстур осадков естественного сложения и влажности. Охарактеризованы текстуры илов различного генезиса.

Использование традиционных приемов и методов изучения текстурных особенностей прибрежноморских и глубоководных осадков естественного сложения и влажности сопряжено с рядом объективных трудностей, обусловленных высокой степенью "чувствительности" последних к механическим воздействиям, приводящим к разрушению или деформации текстурных элементов. Указанное обстоятельство в значительной мере затрудняет текстурный анализ и зачастую искажает его результаты.

В настоящее время в практике изучения строения современных осадков сложились три уровня исследования. В отличие от микро- и мезоуровня под макроуровнем обычно понимают визуальное описание объекта без применения каких-либо технических средств. Такой подход ведет к субъективизации получаемой информации и полностью исключает возможность количественной оценки строения грунтов. Наиболее значительные затруднения возникают при визуальном описании макротекстур глинистых осадков. Кажущаяся однородность илов, особенно во влажном состоянии, не только не позволяет выявить полный спектр текстур, но и приводит к ошибочным выводам об отсутствии или весьма ограниченном развитии последних.

Значительный прогресс в решении рассматриваемых вопросов дает применение метода рентгенографии, основанного на проникающей способности рентгеновских лучей и последующей регистрации ослабленного рентгеновского пучка специальными фотоэмульсиями [5].

При прохождении однородного пучка рентгеновских лучей определенной длины волны через вещество интенсивность пучка будет уменьшаться вследствие поглощения излучения пропорционально коэффициенту ослабления μ , зависящего от природы поглощающего вещества [6]:

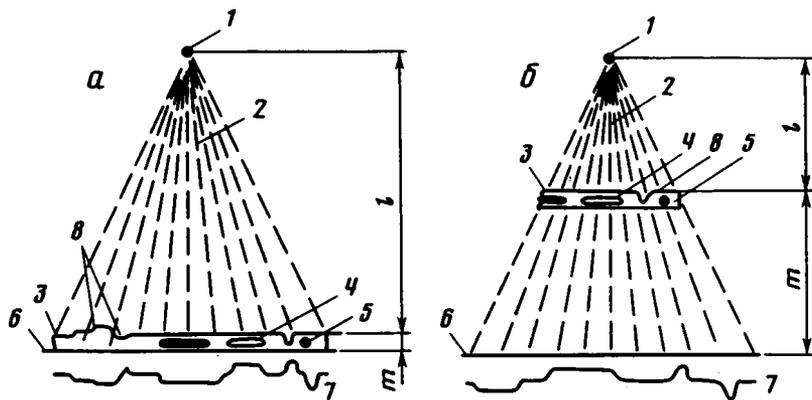
$$I_x = I_0 e^{-\mu x}, \quad (1)$$

где I_0 – интенсивность падающих лучей; I_x – интенсивность лучей, прошедших через слой толщиной x ; e – основание натуральных логарифмов. Для упрощения зависимость коэффициента ослабления от химической природы вещества μ можно выразить через плотность вещества ρ . Тогда уравнение (1) примет вид

$$I_x = I_0 e^{-\rho k x}, \quad (2)$$

где k – обобщенный коэффициент линейного поглощения рентгеновских лучей. Из уравнения (2) следует, что при фиксированных значениях величин I_0 , k и x ослабление интенсивности рентгеновских лучей будет зависеть только от одной величины – плотности вещества ρ [3].

Одним из первых методов рентгеновской дефектоскопии для изучения геологических объектов применил В.К. Хемблин [8], исследовавший зависимость между степенью почернения фотоэмульсий и вещественным составом слоев, имеющих различный коэффициент поглощения. Н.А. Рукавиной [11] было показано, что интенсивность поглощения рентгенов-



Фиг. 1. Схема геометрических условий просвечивания неоднородного объекта и эпюры почернения фотоэмульсий при использовании контактной рентгенографии (а) и микрорентгенографии (б)

1 – источник излучения; 2 – рентгеновские лучи; 3 – объект; 4 – полость; 5 – включение; 6 – пленка; 7 – эпюра почернения; 8 – рельеф поверхности объекта

ских лучей донными осадками определяется также их физическими свойствами (влажностью, плотностью), гранулометрическим составом и содержанием органического вещества.

Применение метода выявило широкое распространение текстур различного генезиса в визуально гомогенных осадках и горных породах [9, 10], что привлекло к нему внимание многих исследователей.

А.К. Ларионовым, В.Ф. Семеновым [3], А.Х. Боума [7] для различных типов горных пород и осадков были предложены оптимальные режимы рентгенографических съемок. Однако параметрические условия рентгенографического анализа, приведенные в указанных публикациях, были разработаны применительно либо к зарубежной рентгеновской технике, отсутствующей в нашей практике, либо к широкоформатным аппаратам, дающим теневую картину с нерезко очерченными границами [6].

Неодинаковое поглощение рентгеновских лучей различными частями просвечиваемого объекта позволяет охарактеризовать флуктуации рентгеновской (физической) плотности последнего, т.е. выявить неоднородности его строения. Выявляемость элементов строения объекта зависит от типа применяемого источника излучения, геометрических условий и режима просвечивания, фотоматериалов, а также его толщины и плотности [4].

Оптические свойства рентгеновских трубок, применяемых в современных установках, определяются размерами оптического фокуса трубки [4], так как от диаметра последнего зависит разрешающая способность источника излучения и ширина области граничной нерезкости теневого изображения. Одним из условий получения высококачественных рентгеновских снимков является минимальный размер фокуса трубки. Указанному требованию соответствует малогабаритный острофокусный рентгеновский аппарат УРС-0,02, диаметр фокусного пятна которого равен 40 ± 20 мкм.

Геометрические условия (фиг. 1) просвечивания определяются расстоянием от источника излучения до объекта l и от объекта до фотопленки m . В зависимости от характера объекта и задач исследования значения l и m могут изменяться в весьма значительных пределах (от долей миллиметра до десятков сантиметров). В этой связи выделяются две модификации рассматриваемого метода – контактная рентгенография и микрорентгенография [7].

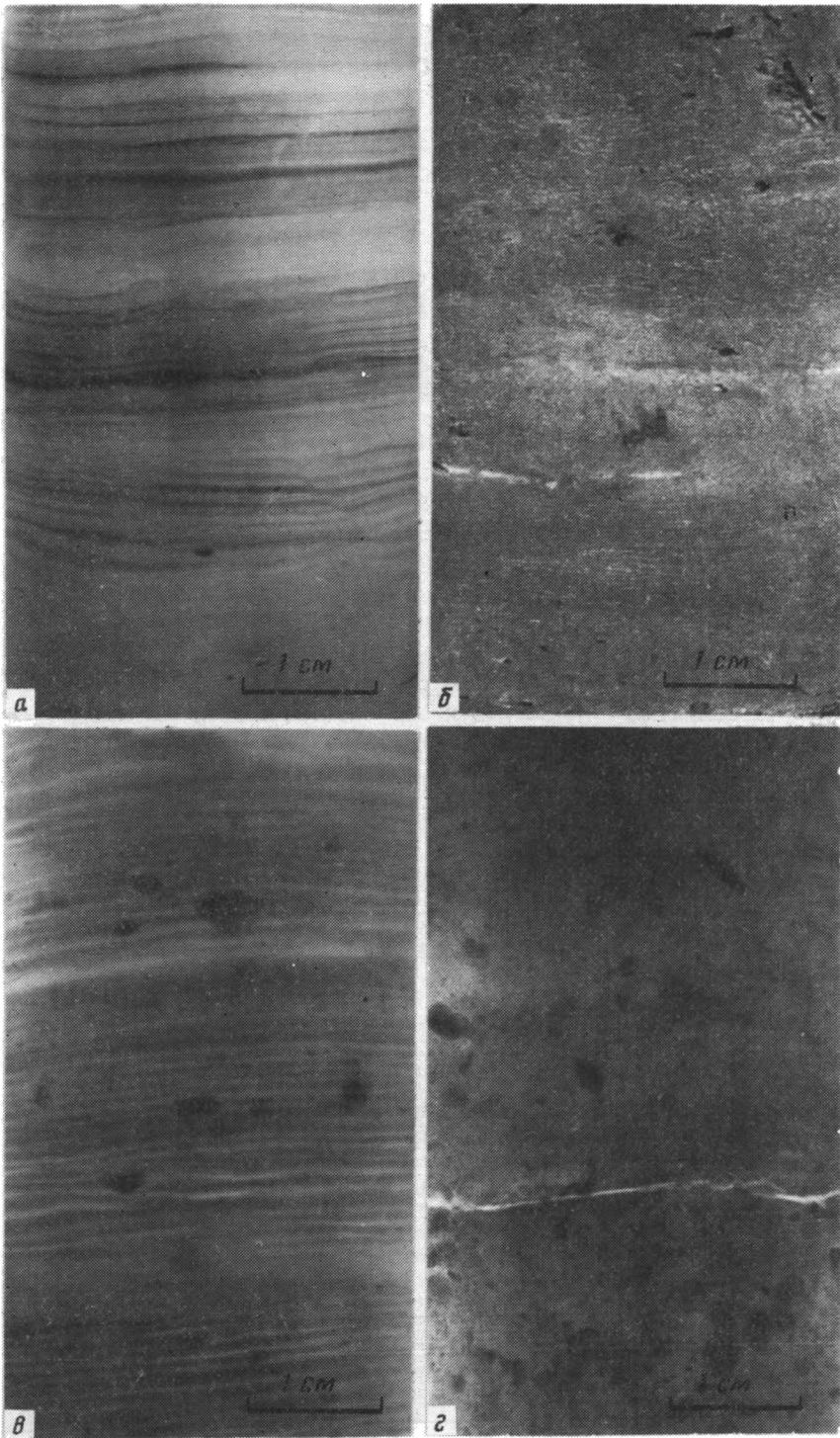
Особенностью метода контактной рентгенографии является предельно малое ($\ll 1$ мм) значение m . Значение l подбирается экспериментально и составляет обычно 30–50 см. Размер получаемого на рентгеновской пленке изображения совпадает с размером самого объекта. Детальная чувствительность метода, определявшаяся с помощью эталона [7] для образцов илов толщиной 3 мм, составляет около 2%. Это значит, что предельный размер обнаруживаемых на рентгенограммах неоднородностей строения образца не превышает 50 мкм.

В микрорентгенографии источник излучения используется как рентгеновский теневой микроскоп. Располагая объект исследования на малом расстоянии от фокуса трубки и на достаточно большом расстоянии от фотопленки, можно добиться некоторого увеличения изображения объекта M , определяющегося по формуле $M = (l + m)/l$. Существует оптимальное полезное увеличение, превышение которого приводит к уменьшению резкости изображе-

Характеристика состава и свойств исследованных образцов илистых осадков

Местоположение станций	Глубина столба воды, м	Интервал опробования, м	Генезис и наименование осадка	Гранулометрический состав (содержание фракций, %)				Минеральный состав (фракция < 0,005, %)	Физические свойства		
				> 1	1-0,05	0,05-0,005	< 0,005		естественная влажность W_e , %	плотность γ_0 , г/см ³	пористость, n , %
Северо-западное Причерноморье, Тилгульский лиман	5,3	0,8-0,9	Лиманный алевритовый ил	-	26,7	50,0	23,3	Гидрослюда (55), смешанно-слоистые слюда-монтмориллонит (30), хлорит (10), каолинит + галлуазит (5)	48,8	1,66	61,6
Северо-западный шельф Черного моря, Каркнитский залив	28,0	0,11-0,17	Морской пелитовый ил	4,5	0,4		95,1	Гидрослюда (45), смешанно-слоистые слюда-монтмориллонит (36), хлорит + каолинит (19)	134,4	1,43	77,3
Тихий океан, район, примыкающий к юго-восточной оконечности п-ова Камчатка	862,0	0,25-0,35	Моской раз-нозернистый песчанистый ил	11,92	38,19	22,15	27,64	Монтмориллонит (60), гидрослюда (24), галлуазит + каолинит (18)	56,1	1,68	60,0
	908,0	1,29-1,36	Морской пелитовый ил	2,98	16,32	26,72	53,98		76,4	1,53	66,8

Примечание. Гранулометрический состав и физические свойства определялись по стандартным методикам в грунтовой лаборатории ОГУ (аналитик Л.Т.Зырянова); анализ фракции < 0,005 мм выполнен в минералогической лаборатории МГУ методом порошков под руководством В.Г. Шлыкова.



ния. Полезное увеличение M_{Π} определяется разрешающей способностью источника излучения и связано с ней соотношением

$$M_{\Pi} = k/\sigma,$$

где k – разрешающая способность нормального глаза, равная 0,2 мм; σ – наименьшее разрешаемое расстояние (в объекте), соответствующее диаметру фокусного пятна [6]. Из приведенного уравнения следует, что при использовании установок УРС-0,02 M_{Π} не превышает 5.

Как показали наши исследования верхнеплейстоцен-голоценовых отложений шельфа Черного моря, причерноморских лиманов и континентального склона Тихого океана в районе Камчатки, метод рентгенографии можно успешно применять при изучении текстурных особенностей илов различного генезиса. Примеры фотозображений отдельных образцов приведены на фиг. 2; а сведения о составе и свойствах этих образцов – в таблице.

Согласно методике, описанной А.Х. Боума [7] и несколько модифицированной авторами настоящей работы, из колонок осадков ненарушенного сложения и естественной влажности вырезают тонкой струной плоскопараллельные пластинки толщиной 0,3 см и размерами 6 × 10 см, которые затем просвечивают рентгеновскими лучами на установке УРС-0,02. Необходимо отметить, что при содержаниях детритусово-раковинного материала более 15% при вырезании пластинок из монолита происходят деформации и разрывы последней. Поэтому илистые ракушечники и раковинные илы опробовали грунтовыми трубками диаметром до 40 мм. Керновый материал прямо из вкладышей переносили в картонные капсулы и целиком просвечивали на более мощной рентгеновской установке РУП-12-5-2. Регистрацию изображений проводили с помощью фотопластинок для ядерных исследований или двусторонней рентгеновской пленки РМ-1.

Для получения сравнимых результатов между параллельными определениями режимы съемок на УРС-0,02, подобранные экспериментальным путем ($U = 25$ кВ; $I = 250$ мкА; $t = 3$ мин; $l + m = 35$ см), а также условия обработки фотоматериалов были стандартизированы.

Комбинация рентгеновского увеличения с фотоувеличением позволила получать изображения изучаемого объекта (или его части) в широком диапазоне увеличений – от 5 до 50, что вполне достаточно для визуализации текстур не только на макро-, но и на мезоуровне. Для получения больших увеличений могут быть использованы микрофокусные трубки с $\sigma \approx 1$ мкм в сочетании с мелкозернистыми рентгеновскими пленками РТ-3 и РТ-4.

Поскольку минеральный состав глинистой фракции в изученных отложениях северозападного шельфа Черного моря характеризуется относительным постоянством [2], ослабление интенсивности рентгеновских лучей при прохождении их через вещество будет определяться главным образом плотностью сложения последнего. Это в свою очередь позволяет рекомендовать использование при выполнении региональных исследований эталонов плотности наиболее распространенных гранулометрических типов донных дисперсных отложений. Методика приготовления таких эталонов состоит в компрессионном уплотнении образцов (паст) с заданными характеристиками физических свойств и текстуры с последующим лабораторным контролем изменений их плотности, пористости и влажности. Уплотняющие нагрузки подбирают таким образом, чтобы отдельные приготовленные образцы составили последовательный ступенчатый набор – плотностный клин, показатели физических свойств которого были бы сопоставимы с аналогичными характеристиками осадков изучаемого реального разреза, а градиент плотностей на границах составлял бы 0,05–0,1 г/см³.

Для получения количественной оценки изменений плотности образца по степени почернения рентгеновской пленки [3] используется микрофотометр с соответствующими техническими характеристиками.

Применение рентгенографического метода [1] позволило обнаружить широкое распространение в осадках текстур различного генезиса и получить характеристику относительной частоты встречаемости различных текстур и их комплексов в разных седиментационных обстановках, выявить высокую латеральную изменчивость шельфовых осадков в текстурном отношении.

Перечисленные выше преимущества метода рентгенографии подтверждают целесообразность его широкого использования как в стационарных условиях, так и в судовых лабораториях.

Фиг. 2. Рентгенографические изображения (позитив) осадков различного генезиса

a – ил горизонтально параллельно-слоистый (слоистость обусловлена чередованием более мелких глинисто-алевритовых, оптически более плотных глинисто-карбонатных и глинистых слоев; Тилигульский лиман); *b* – фотоснимок поверхности того же образца; *в* – турбидит с параллельно-слоистой текстурой и включениями гравия (Тихий океан, глубина 908 м); *г* – флюктуотурбидит (слоистые и градиционные текстуры отсутствуют; гравийные обломки погружены в более тонкий матрикс; Тихий океан, глубина 862 м)

Список литературы

1. *Воскобойников В.М., Краковский Б.И., Конигов Е.Г., Янко В.В.* Текстуры донных отложений // Геология шельфа УССР. Литология. Киев: Наук. думка, 1985. С. 130–138.
2. *Краковский Б.И.* Ассоциации глинистых минералов и их распределение в голоценовых осадках северо-западной части шельфа Черного моря // Геол. журн. 1982. Т. 42. № 6. С. 102–107.
3. *Ларионов А.К., Семенов В.Ф.* Исследование плотности и структуры грунтов методом рентгенографии // Тр. Воронежского инженерно-строительного ин-та. 1965. Т. 10. № 2. С. 49–63.
4. *Румянцев С.В.* Радиационная дефектоскопия. М.: Атомиздат, 1974. 512 с.
5. *Флеров Г.Н., Березина И.Г.* Радиография минералов горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979. 223 с.
6. *Хараджа Ф.Н.* Общий курс рентгенотехники. М.; Л.: Госэнергиздат, 1956. 564 с.
7. *Воита А.Х.* Methods for the study of sedimentary structures. N.Y.: Wiley Interscience, 1969. 453 p.
8. *Hamblin W.K.* X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments // J. Sediment. Petrol. 1962. V. 32. № 2. P. 201–210.
9. *Hamblin W.K.* Internal structures of "homogeneous" sandstones // Bull. State Geol. Surv. Kans. 1965. V. 175. 37 p.
10. *Kane H.E.* Minor internal sedimentary structures in cores sediments of Sabine Lake and adjacent water bodies, Texas – Luisiana // J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. № 2. P. 419–421.
11. *Rukavina N.A.* Rapid inspection of soft sediment cores by X-radiography // Proc. 10-th conf. Gr. Lakes Res. Toronto, 1967. P. 143–148.

Одесский государственный
университет

Поступила в редакцию
7.VI.1988

УДК 551.3.051

КРИТИКА

Шлезингер А.Е.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ, ТЕКТОНИКА И ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Сейсмостратиграфия объективно раскрывает строение осадочного чехла Земли. В настоящее время имеется возможность с большой детальностью изучить конкретные геологические тела, слагающие осадочные бассейны. Они представляют конечный результат процессов седиментогенеза. Сейсмостратиграфия отчетливо намечает два класса геологических тел осадочного чехла [7–9]. Первый составляют тела эпиконтинентальных осадочных бассейнов. Они образуются вследствие тектонического прогибания, компенсируемого осадками. В зависимости от гипсометрического уровня дна бассейна происходит накопление континентальных, прибрежно-морских и мелководно-морских (шельфовых) осадков. Осадочные чехлы платформ сложены преимущественно геологическими телами эпиконтинентальных бассейнов. Тектоническое погружение в них первично по отношению к осадконакоплению. Данное положение доказывается физическими процессами, протекающими в недрах Земли [2], и независимостью расположения осадочных бассейнов и их наиболее погруженных глубоких зон платформ от источников сноса. Изостатический вес осадков является лишь дополнительной составляющей тектонического прогибания. Мощностное осадочного чехла эпиконтинентальных бассейнов платформ изменяется от сотен метров до многих километров. Анализ мощностей с успехом применяется для расшифровки палеоструктурного плана уже в течение многих десятилетий.

Второй класс геологических тел слагают глубоководные бассейны. Они всегда располагаются за пределами шельфа, т.е. их глубины превышают 100–200 м и чаще всего измеряются сотнями метров и километрами. Они подразделяются на два основных подкласса: морские (краевых и внутренних морей) и океанические. В отличие от эпиконтинентальных бассейнов глубоководные бассейны представляют отрицательные формы рельефа. Они создаются как эндогенными, так и экзогенными процессами. Тектонические движения (эндогенные процессы) являются доминирующими. ими образована практически вся система глубоководных бассейнов Мирового океана. Она сформирована кратковременными нисходящими вертикальными и горизонтальными раздвиговыми тектоническими движениями. Глубоководные бассейны представляют седиментационные ловушки, осадконакопление в которых существенно отличается от седиментации эпиконтинентальных бассейнов. В строении глубоководных бассейнов участвуют три генетических комплекса пород.

Первый составляют мощные (часто многокилометровые) серии отложений, равномерно выполняющие глубоководные бассейны. Они выделяются под названием комплексов заполнения. Последние наиболее широко распространены и играют главную роль в строении глубоководных бассейнов. Латеральные комплексы заполнения слагаются терригенными, преимущественно глинисто-алевритистыми осадками. Вертикальный комплекс заполнения обычно представлен соленосными образованиями. Латеральный комплекс заполнения создается гравитационным течением (растеканием) осадков, аналогичным вязкопластической жидкости [3]. Распространение латерального комплекса заполнения измеряется многими сотнями и первыми тысячами километров. Такие глубоководные бассейны, как Черное, Японское, Берингово и другие моря, выполнены латеральным комплексом заполнения. Для его слоев характерно повсеместное прислонение к неровностям подводного рельефа. В зонах привноса терригенного обломочного материала на бортах глубоководных бассейнов происходит резкое нарастание мощностей слоев осадочного чехла. В зонах отсутствия поступления осадков слои латерального комплекса заполнения прислоняются к поверхности субстрата борта глубоководного бассейна.

Второй генетический комплекс глубоководных бассейнов слагается выклинивающимися по падению и восстанию телами. Они выделяются под названием тел бокового наращивания, когда они параллельны бровке шельфа и подводных конусов выноса, когда они перпендику-

лярны к бровке шельфа [4, 6, 9]. Тела бокового наращивания и подводные конуса выноса образуются по периферии глубоководных бассейнов.

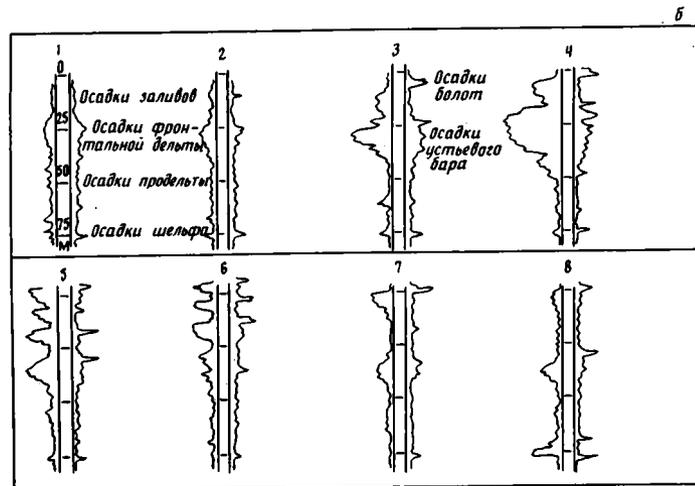
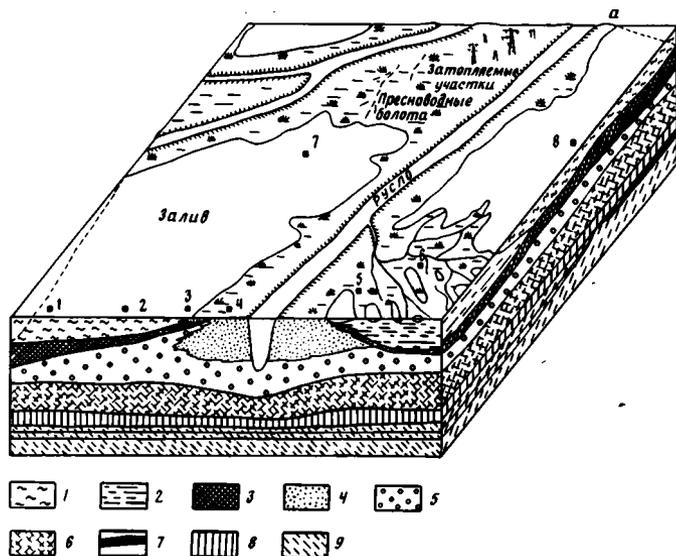
Первые из них обычно прослеживаются по латерали на расстояние, не превышающее десятков километров. Они утоняются практически до полного выклинивания по падению и восстанию их слоев. При линейном выносе терригенного обломочного материала возникают подводные конуса выноса. Тела бокового наращивания и подводные конуса выноса представляют продукт латеральной седиментации. Для них характерна максимальная скорость осадконакопления, измеряемая десятками или даже первыми сотнями метров в тысячелетие [7, 9]. Осадки тел бокового наращивания в отличие от осадков комплекса латерального заполнения ведут себя как сыпучая среда, что резко ограничивает их латеральное распространение. Возможно, оно обусловлено высокой скоростью осадконакопления и повышенным содержанием более грубого обломочного материала. Геологические тела латеральной седиментации обычно захороняют периферию глубоководных осадочных бассейнов. Однако известны случаи, когда они полностью выполняют глубоководный бассейн, например позднеюрский (баженовский) глубоководный бассейн Западной Сибири, превышающий в размерах 1000 км, полностью был погребен неокомскими (ачимовскими) клиноформами.

Третий генетический комплекс составляют депрессионные (бассейновые) отложения изолированных глубоководных бассейнов и гидрогенные (частица за частицей) отложения внутренних районов океанов. Они в виде относительно маломощного плаща покрывают днища бассейнов. Депрессионные отложения накапливаются в глубоководных бассейнах в геологические отрезки времени, когда источники сноса терригенного обломочного материала резко подавлены. На изолированных подводных возвышенностях и на склонах они возникают одновременно с образованием латерального комплекса заполнения, поскольку на эти участки его осадки проникнуть не могут. Во внутренних районах океана, куда осадки латерального комплекса заполнения не достигают, отлагаются осадки гидрогенного комплекса.

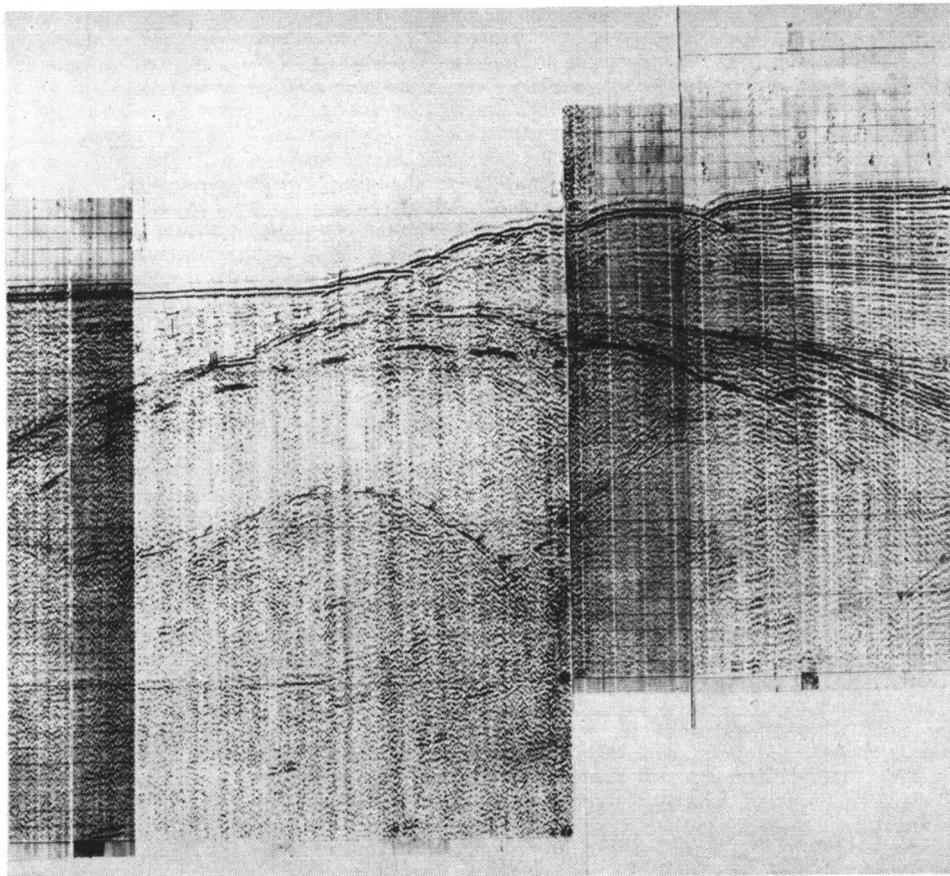
Таким образом, в отличие от эпиконтинентальных бассейнов тектонический фактор приводит только к заложению глубоководных бассейнов. Он создает емкостные резервуары, превращающиеся в седиментационные ловушки. В последних осадконакопление идет практически независимо от тектонических движений.

Сейсмостратиграфия объективно расшифровывает конечные результаты седиментогенеза в виде реальных геологических тел. Изучение современных процессов на суше и в Мировом океане также дает неоценимый материал для понимания образования осадочной оболочки Земли. А.П. Лисицын шел преимущественно вторым путем. Им в многочисленных статьях (опубликованных преимущественно в журнале "Литология и полезные ископаемые"), обобщенных затем в монографии [5], впервые намечены процессы лавинной седиментации и выделено три их глобальных уровня. Первый, по его данным, приурочен к эстуариям и дельтам рек. Для первого уровня лавинной седиментации А.П. Лисицын разбирает строение дельты и подводных конусов выноса Ганга и Брахмапутры, Инда, Амазонки, Конго, Нигера, Нила. К дельтам указанных рек действительно приурочены глубокие осадочные бассейны. Однако существует множество рек, с дельтами которых не связаны осадочные бассейны. К ним в первую очередь следует отнести Дунай, Дон, Волгу, Обь и другие речные артерии, в дельтах которых отсутствуют глубокие осадочные бассейны. В этом отношении очень показательна дельта р. Меконг, где распространен относительно маломощный плащ мезозойско-кайнозойских отложений. В стороне от нее расположен глубокий Меконгский прогиб, выполненный мощными толщами кайнозойских образований. Сейсмостратиграфический анализ высокоразрешаемых временных акустических разрезов и бурение показывают, что скорость осадконакопления в дельтах огромна (до нескольких метров в год). Однако мощность элементарной дельты (устьевого бара, фронтальной дельты и продельты) не превышает первых десятков метров [12] (фиг. 1). Затем начинается новая элементарная дельта, обычно смещенная в пространстве по отношению к предыдущей. Если шельф не испытывает погружение, происходит разрушение старых и формирование новых элементарных дельт. Только в условиях интенсивно прогибающихся бассейнов возникают мощные комплексы дельтовых отложений. Именно к таким активным тектоническим бассейнам приурочены рассмотренные А.П. Лисицыным дельты Ганга и других рек. На шельфе всегда вырабатывается равновесие между осадконакоплением и подводной эрозией. Оно нарушается тектоническими движениями или относительным изменением уровня моря. Дельты способны создать аккумулятивные тела, мощность которых не превышает первых десятков метров. Их последующий рост без тектонического погружения невозможен из-за подводной эрозии. Не только дельтовые, но и другие осадки шельфа и суши без тектонического прогибания не могут создать глубоких осадочных бассейнов.

Второй глобальный уровень лавинной седиментации приурочивается А.П. Лисицыным [5] к основанию континентального склона. Его выделением послужили мощные (до 10 км и более) линзы осадочных пород (периокеанические бассейны), распространенные в зонах пассивных окраин Мирового океана. Однако их интерпретация с позиций сейсмостратиграфического анализа должна быть дана совершенно иной. Периокеанические бассейны повсеместно распространены в зоне сопряжения континентальных платформ и океанических структур. В современном плане они занимают площадь батинальных равнин, континентального подножия,



Фиг. 1. Блок-диаграмма элементарной дельты (а) и ее вертикальный разрез (б) [12]
 1 – вода; 2 – отложения прирусловых понижений; 3 – отложения заливов; 4 – отложения устьевого бара; 5 – отложения фронтальной дельты; 6 – отложения продельты; 7 – отложения маршей; 8 – отложения шельфа; 9 – древние морские отложения

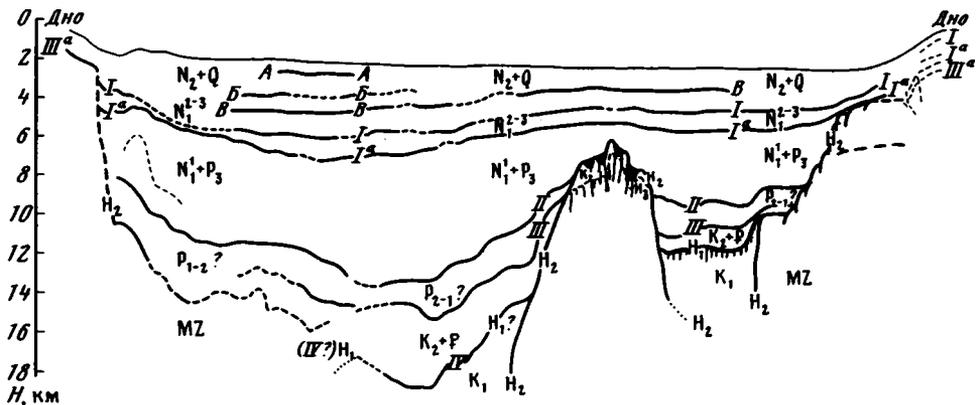


Фиг. 2. Фрагмент временного разреза сейсмического профиля, демонстрирующий строение Западно-Индийского прогиба (периокеанический бассейн)

континентального склона, шельфа и низменных равнин суши. Слагающие их слои конседиментационно утоняются от центра к периферии [11] (фиг. 2), т.е. периокеанические бассейны имеют типичный эпиконтинентальный генезис. Биостратиграфические остатки и вещественный состав пород, по данным бурения, также свидетельствуют об их мелководно-морском или континентальном происхождении.

Таким образом, отложения второго глобального уровня лавинной седиментации, описанные в работе [5], накапливались на шельфе или на низменной равнине и никакого отношения к основанию континентального склона не имеют. Они компенсировали активно прогибающиеся тектонические структуры. Последующими постседиментационными позднекайнозойскими тектоническими погружениями периокеанические бассейны или их части были опущены и включены в состав глубоководных зон современного Мирового океана. В этом отношении очень показателен рисунок временного разреза района подводной окраины Европы, помещенный на обложке монографии [5] и в тексте (с. 9). Он демонстрирует типичную конседиментационную мульдзу, являющуюся составной частью периокеанического бассейна. Она выполнена веерообразными слоями, утоняющимися с одной стороны к краевому поднятию, а с другой – оборванными листрическим сбросом. Периокеанические бассейны улавливают большую часть терригенного материала, сносимого с суши. Поэтому глубоководный латеральный комплекс заполнения имеет относительно умеренные (первые километры) мощности. В сторону внутренних районов Мирового океана он испытывает утонение вследствие нехватки терригенного обломочного материала. Периокеанические бассейны часто отделяются от глубоководных океанических бассейнов краевыми поднятиями. Мощности мелководно-морских и континентальных образований периокеанических бассейнов обычно существенно выше одновозрастных образований латерального комплекса заполнения сопряженных глубоководных океанических бассейнов.

В глубоководных бассейнах типа Черного, Японского, Берингова, Карибского и других



Фиг. 3. Геологический разрез сейсмического профиля, демонстрирующий строение осадочного чехла Черноморского глубоководного бассейна

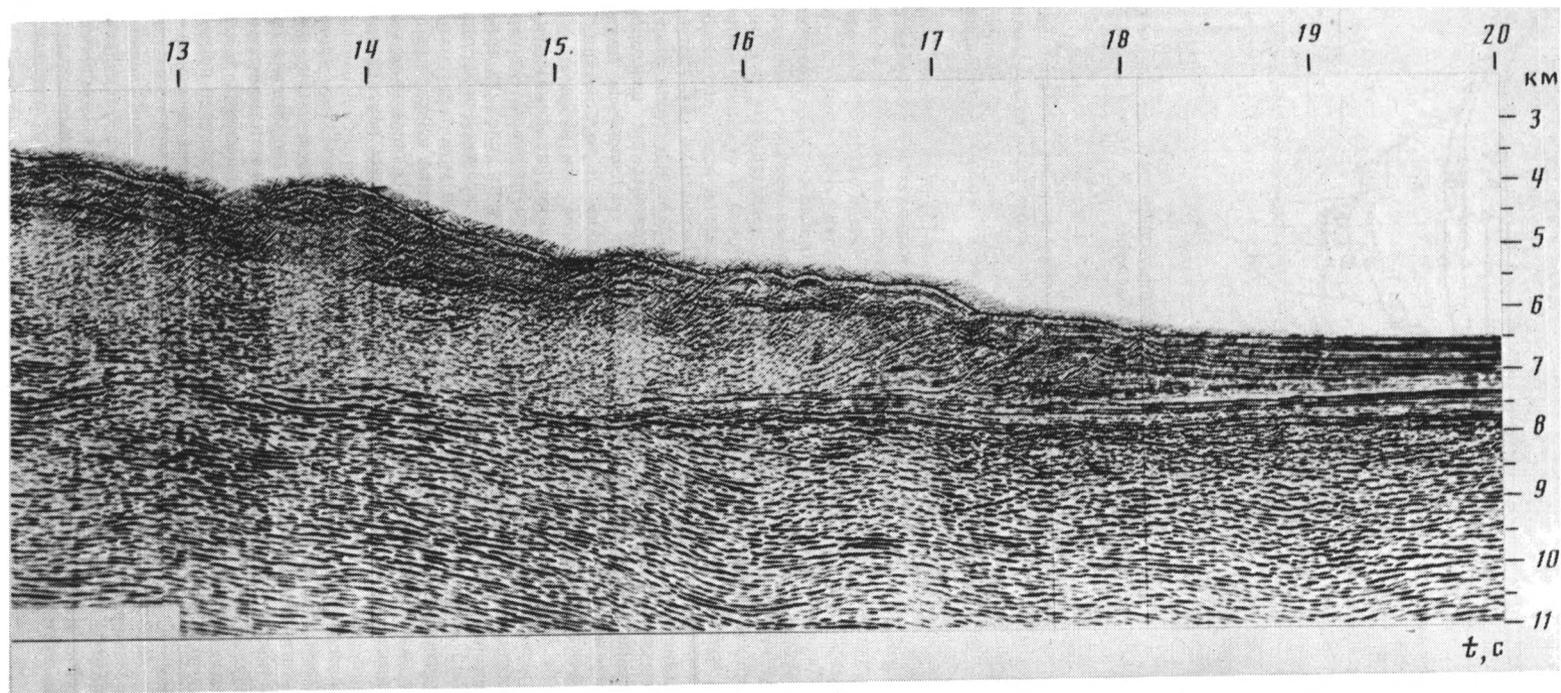
морей, где отсутствуют активные конседиментационные структуры типа перикокеанических бассейнов, осадочный чехол, представленный латеральным комплексом заполнения, равномерно их выполняет (фиг. 3). Его максимальные мощности приурочены обычно к центральному наиболее прогнутым участкам их основания (в Черном море их мощность превышает 15 км).

Третий глобальный уровень лавинной седиментации А.П. Лисицын [5] приурочивает к глубоководным желобам активных окраин Мирового океана. Как показывает сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла, глубоководные желоба заложились в молодое, позднечетвертичное время [1]. Большинство из них практически еще не начали захороняться осадками. Осадочный чехол, распространенный на их площади, представляет образование глубоководного океанического бассейна (океанической плиты), существовавшего до заложения желоба. Однако местами глубоководные желоба начинают заполняться осадками, мощность которых достигает 2–3 км (турбидитные клинья) (фиг. 4). Они представляют типичный комплекс заполнения. В общем нет никаких принципиальных отличий в строении осадочного чехла глубоководных желобов от других глубоководных бассейнов Мирового океана.

Сейсмостратиграфия доказывает отсутствие выделенных А.П. Лисицыным [5] глобальных уровней лавинной седиментации, приведших к формированию мощных толщ осадочного чехла. Осадконакопление на Земле предопределяется тектоническим фактором. В эпиконтинентальных бассейнах нисходящие конседиментационные тектонические движения определяют все закономерности распределения осадочного чехла. В глубоководных бассейнах тектонический фактор обуславливает их заложение. Далее они работают как седиментационные ловушки. Внутри глубоководных бассейнов осадки накапливаются в результате гравитационного течения, равномерно перекрывая всю его площадь. По периферии глубоководных бассейнов при определенных физико-географических условиях происходит латеральное осадконакопление с образованием тел бокового наращивания и подводных конусов выноса. Именно оно отличается максимальными скоростями и может рассматриваться как лавинная седиментация. Тела бокового наращивания и подводные конуса выноса последовательно латерально заполняют глубоководные бассейны. В этом их принципиальное отличие от комплексов заполнения, слои которых формируются в результате вертикальной седиментации.

Существенное значение в седиментогенезе А.П. Лисицын [5] отводит изменениям уровня моря и глобальным перерывам осадконакопления. Конкретное рассмотрение геологических тел, по данным сейсмостратиграфии, показывает, что роль этих факторов значительно преувеличена. На шельфе осадконакопление происходит как в результате конседиментационного тектонического прогибания его дна, так и вследствие относительного подъема уровня моря, в который может входить также тектонический фактор. Однако если первый процесс создает многокилометровые толщи горных пород, то роль второго существенно скромнее – первые сотни метров. Эпиконтинентальные осадочные бассейны образованы исключительно в результате тектонических движений. Относительный подъем уровня моря лишь незначительно дополняет конседиментационную тектоническую составляющую. Однако фациальный состав пород эпиконтинентальных бассейнов определяется преимущественно относительными колебаниями уровня. В глубоководных бассейнах они влияют лишь на тип седиментогенеза. Низкое его стояние благоприятствует образованию тел бокового наращивания и подводных конусов выноса.

Перерывы и несогласия в разрезе осадочного чехла создаются различными геологическими



Фиг. 4. Фрагмент временного разреза сейсмического профиля, демонстрирующий строение осадочного чехла Японского глубоководного желоба

процессами [8, 10]. Особенно велика роль тектонических движений, образующих различной формы несогласия. Относительные колебания уровня моря имеют второстепенное значение для образования перерывов и несогласий. За счет них только в пределах шельфа возникают перерывы и несогласия обычно ограниченной продолжительности и небольшой величины.

Сейсмостратиграфия доказывает ведущую роль тектонических движений в образовании и распределении осадочной оболочки Земли. Поступление терригенного обломочного материала с источников сноса, заложение и развитие осадочных бассейнов, палеогеографическая обстановка осадконакопления и климат теснейшим образом зависят от тектонических процессов. А.П. Лисицын [5] в своих интересных плодотворных исследованиях главный упор делает на изучение современных процессов. Историко-геологический подход к изучению осадочного чехла с использованием обильного объективного материала сейсмостратиграфии им применяется в значительно меньшей степени. Отсюда следует явная недооценка роли тектонических процессов. Основные выводы по лавинной седиментации и перерывам осадконакопления в морях и океанах не отвечают действительным закономерностям распределения осадочного чехла на Земле, устанавливаемым сейсмостратиграфией.

Список литературы

1. Антипов М.П., Кара В.И., Тулина Ю.В., Шлезингер А.Е. Соотношение комплексов пород островной дуги и океанического желоба в районе Японии и Курил по данным многоканального сейсмопрофилирования // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 153–167.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 306 с.
3. Есин Н.В., Шлезингер А.Е. Вязкое течение осадков на дне глубоководных бассейнов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 3. С. 686–688.
4. Куниш Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа // Итоги науки и техники ВИНТИ. Месторождения горючих полезных ископаемых. Вып. 13. 1984. 198 с.
5. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
6. Сейсмическая стратиграфия. Т. 1, 2. М.: Мир, 1982. 846 с.
7. Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Генетические типы геологических тел, осадочного чехла (по материалам сейсморазведки) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 28–36.
8. Шлезингер А.Е. Перерывы и несогласия осадочного чехла по данным сейсмостратиграфического анализа // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 77–81.
9. Шлезингер А.Е. Комплексы седиментационных ловушек по материалам сейсмостратиграфического анализа // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 12–19.
10. Шлезингер А.Е. Достижения советской сейсмостратиграфии в раскрытии основных закономерностей строения осадочных бассейнов. Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 164–182.
11. Шлезингер А.Е., Яниши А.Л. Тектоническая неоднородность дна океана // Сов. геология. 1981. № 7. С. 41–50.
12. Coleman J.M., Prior D.B. Deltaic Sand Bodies. A 1980 Short Course, Education Course Note Series, 15. AAPG, Tulsa, 1982. 171 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
30. VIII. 1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
ИЛЬИН А.В., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А.,
МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШМАРИОВИЧ Е.М.,
ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., ILYIN A.V.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHMARIOVICH E.M., SHNYUKOV E.F.,
YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л. Кожина*

Сдано в набор 29.05.89. Подписано к печати 06.07.89. Т-10350. Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 11,6 тыс. Уч.-изд. л. 14,9. Бум. л. 4.5
Тираж 972 экз. Зак. 3021. Цена 1р. 80к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР, тел. 230-81-77
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6