

КОНТРОЛЬНЫЙ ЗНАК.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



## СОДЕРЖАНИЕ

|  |                 |
|--|-----------------|
| <i>Лисицын А. П.</i> Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 4. Этапы седиментогенеза второго глобального уровня (подготовка, транспортировка, аккумуляция). Модели подводных конусов выноса  | 3               |
| <i>Лисицына Н. А., Дриц В. А., Соколова Г. В., Александрова В. А.</i> Новый комплекс вторичных минералов — продуктов низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор Атлантического океана   | 20              |
| <i>Гурский Ю. Н., Крупнов И. И.</i> Фациально-генетическая зональность иловых вод <i>Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Сивцов А. В., Степанова К. А., Иlicheва Л. В., Корина Е. А.</i> Состав, строение и особенности распределения Fe—Mn-конкреций в осадках северо-востока Тихого океана | 40              |
| <i>Жильцова И. Г., Полупанова Л. И., Шмариович Е. М., Перлина С. А.</i> Физико-химические условия образования рудной уранилфосфатной минерализации   | 58              |
| <i>Маслов В. К., Кичко А. И.</i> Рудная зональность в отложениях среднего — верхнего рифа Западного и Северо-Западного Прибайкалья   | 71              |
| <i>Гаврилов В. К., Соловьева Н. А., Скворцов В. М.</i> Мезозойская терригенная формация подножия континентального склона на Сахалине   | 83              |
| <i>Маслов А. В.</i> Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1. Условия образования терригенных комплексов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты   | 83<br>97<br>110 |

### Краткие сообщения

|   |     |
|---|-----|
| <i>Похилайнен В. П., Колясников Ю. А.</i> О природе необычного замещения пластинчатого слоя раковин колоницерамов хлоритом (Северо-Восток Азии) | 122 |
| <i>Ожогина Е. Г., Иванова М. Ю., Сидоренко Г. А.</i> Слоистые силикаты марганцевых месторождений  | 125 |

### Методика

|  |     |
|--|-----|
| <i>Каледа Г. А.</i> О кондиционности литолого-палеогеографических карт | 133 |
|--|-----|

### Критика

|  |     |
|--|-----|
| <i>Карцев А. А., Дмитриевский А. Н., Вагин С. Б.</i> Еще один мост между гидрогеологией и литологией | 137 |
| Содержание журнала за 1985 год   | 139 |

## CONTENTS

|   |     |
|---|-----|
| <i>Lisitsyn A. P.</i> Avalanche sedimentation in seas and in oceans. Communication 4. Sedimentation stages of the second global level (preparation, transportation, accumulation). Models of deep-sea fans . . . . .                            | 3   |
| <i>Lisitsyna N. A., Drits V. A., Sokolova G. V., Alexandrova V. A.</i> New complex of secondary minerals — products of low-temperature transformation of volcanic-sedimentary rocks lying on basalts of the Atlantic ocean sea mounts . . . . . | 20  |
| <i>Gursky Yu. N., Krupnov I. I.</i> Facial genetic zonation of mud water . . . . .  | 40  |
| <i>Shterenberg L. E., Alexandrova V. A., Sivtsov A. V., Stepanova K. A., Ilicheva L. V., Korina E. A.</i> Composition, structure and distribution of Fe—Mn-concretions in the sediments of the Pacific ocean, north-east . . . . .              | 58  |
| <i>Zhiltsova I. G., Polupanova L. I., Shmariovich E. M., Perlina S. A.</i> Physical-chemical conditions of the formation of ore uranyl-phosphate mineralization . . . . .   | 71  |
| <i>Maslov V. K., Kichko A. I.</i> Ore zonation of middle-upper Riphean deposits in the Baikal area West and North-West . . . . .  | 83  |
| <i>Gavrilov V. K., Solovieva N. A., Skvortsov V. M.</i> Mesozoic terrigenous sequence at the continental slope foot in Sakhaline . . . . .  | 97  |
| <i>Maslov A. V.</i> Lithologo-facial peculiarities of upper Riphean deposits in South Urals. Communication 1. The conditions of the formation of terrigenous complexes in the Biryán subsequence of the Zilmerdak sequence . . . . .            | 110 |

### *Brief communications*

|  |     |
|--|-----|
| <i>Pokhialaynen V. P., Kolyasnikov Yu. A.</i> On the nature of unusual replacement of platy layer of coloniceramus shells by chlorite (North-East of Asia) . . . . . | 122 |
| <i>Ozhogina E. G., Ivanova M. Yu., Sidorenko G. A.</i> Layered silicates of manganese deposits . . . . .   | 125 |

### *Methodology*

|   |     |
|---|-----|
| <i>Kaleda G. A.</i> Requirements for lithologo-paleogeographic maps . . . . . | 133 |
|---|-----|

### *Critics*

|  |     |
|--|-----|
| <i>Kartsev A. A., Dmitrievsky A. N., Vagin S. B.</i> Another bridge between hydrogeology and lithology . . . . . | 137 |
|--|-----|

|  |     |
|--|-----|
| The contents of the journal for 1985 . . . . . | 139 |
|--|-----|

УДК 551.35 : 552.143

**ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ**  
**СООБЩЕНИЕ 4. ЭТАПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ВТОРОГО ГЛОБАЛЬНОГО**  
**УРОВНЯ (ПОДГОТОВКА, ТРАНСПОРТИРОВКА, АККУМУЛЯЦИЯ).**  
**МОДЕЛИ ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА**

**ЛИСИЦЫН А. П.**

В статье показано, что в конечных водоемах стока обычные этапы седиментогенеза сочетаются с гравитационными явлениями.

Рассмотрены модели подводных конусов выноса — фенев, построенные на основе изучения современных и древних конусов разных размеров. Важной особенностью осадочного процесса здесь является зависимость поступления главной части осадочного вещества от неоднократных изменений уровня океана в прошлом (до 8—12 раз только в четвертичное время), что приводило к массовым сбросам осадочного вещества с верхнего (современного, эфемерного) уровня лавинной седиментации (в устьях рек) на нижний уровень — к местам постоянного хранения вещества, к основанию материкового склона.

Ранее рассматривались общие закономерности лавинной седиментации, было показано, что она приурочена к трем высотным уровням. Из них второй, отвечающий основанию континентального склона Земли, а также основаниям склонов морей и островов, подводных поднятий имеет главное значение [7—10]. Здесь накапливается основная часть (от 70 до 90%) осадочного вещества Земли. Это обстоятельство заставляет рассмотреть закономерности седиментации на этом глобальном уровне особенно внимательно, имея в виду как необычность хода осадочного процесса, так и его масштабность.

Основной особенностью второго глобального уровня лавинной седиментации является то, что процесс проходит у основания крупнейшего тектонического сооружения Земли — континентального склона. Общая длина окраин континентов составляет 350 тыс. км [3], а высота склона 3—4 км и более. Существование такого грандиозного склона определяет колоссальное по масштабам и протяженности глобальное развитие склоновых процессов в субаквальной среде.

Если на шельфах и в пелагиали главное значение для осадконакопления играют динамические факторы (течения, волны и др.), то на склоне решающее значение для седиментации имеют гравитационные факторы. Последние определяют здесь подготовку, транспортировку и отложение осадочного вещества, создают особые структуры и текстуры и особые осадочные образования, определяют направление главного перемещения осадочных масс — центростремительное, в пелагиаль. По определению гравитационный транспорт — это группа самостоятельных транспортных средств, в которых движение грузов идет под действием собственного веса, без приложения внешней силы [1]. Огромный перепад глубин (3—4 км) в пределах континентальных склонов от первого до второго уровня лавинной седиментации и обеспечивает резкое преобладание гравитационных факторов над обычными при нормальной седиментации «частица за частицей» динамическими факторами.

На суше горным склонам отвечают отложения предгорья, или педимента: многочисленные аллювиальные конусы, которые постепенно переходят в отложения равнин. Вершины аллювиальных конусов по сравнению с их дистальными частями обычно сложены более грубым материалом. В отложениях вершин наземных конусов в основном развиты валуны, а также галечники, конгломераты с песчаным и более тонким

заполняющим веществом. Это чаще всего материал оползней и обвалов с близлежащих склонов. Далее эти грубые отложения сменяются конгломератами массивными или слоистыми, а также глинистыми и песчаными отложениями с включениями грубого материала — галечников, валунов, щебня. Это отложения селей, называемые *диамиктитами* [14].

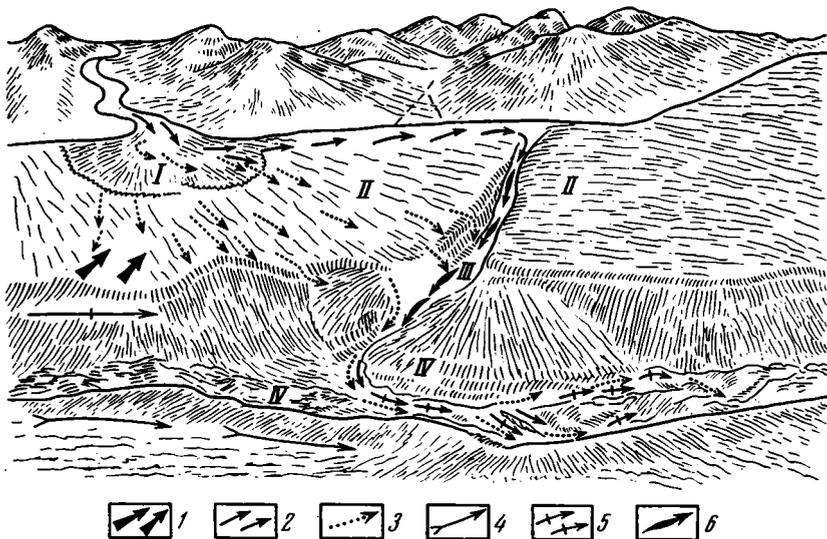
Еще дальше от горного склона на суше располагаются песчано-алевритовые отложения и, наконец, алевритово-глинистые — наиболее тонкий материал денудации склонов горных хребтов. В условиях аридных зон в предгорьях осаждаются в сухих конусах выноса весь осадочный материал, в гумидных зонах — значительная часть тонкого и растворенного материала попадает в реки и уносится ими в моря и океаны. Отложения предгорной зоны на суше называют *фангломератами*, они широко развиты в геологических разрезах прошлого.

Осадочный материал у основания континентального склона — величайшего из склонов Земли — имеет общие черты с наземными фангломератами, но процессы здесь по своим масштабам намного превосходят процессы, происходящие на суше. Ранее [10] рассмотрена количественная сторона осадочного процесса у основания континентального склона — распределение осадочного вещества во взвеси, скорость седиментации на втором уровне, мощность и форма осадочных образований, а также общие закономерности их внутреннего строения (модульное строение из отдельных строительных блоков — подводных конусов выноса). В настоящем сообщении главное внимание уделено механизму осадконакопления, этапам седиментогенеза. Уже отмечалось резкое преобладание здесь гравититов над обычными в морях и океанах отложениями «частица за частицей», т. е. отложениями суспенсивитов. Развитие особого седиментационного механизма на склонах приводит к появлению особых текстур и структур, к специфике в составе и распространении осадочного вещества. Многие из этих важных особенностей упускаются или трактуются неверно, что затрудняет палеоокеанологическое толкование разрезов.

#### ЭТАПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ВТОРОМ ГЛОБАЛЬНОМ УРОВНЕ

Замечательной особенностью осадкообразования на втором глобальном уровне является то, что здесь на дне конечного водоема стока вновь повторяются все обычные этапы седиментогенеза: 1) мобилизация осадочного вещества, 2) транспортировка, 3) аккумуляция. Однако каждый из этих этапов протекает не так, как для седиментогенеза первого глобального уровня и тем более для седиментогенеза на суше. Для описываемого уровня характерны процессы не только дифференциации (механической и химической), но и (в еще больших масштабах) смешения, интеграции осадочного материала, отложенного и дифференцированного на первом уровне. На фиг. 1 изображены два глобальных уровня лавинной седиментации в морях и океанах.

Этап мобилизации осадочного материала лавинной седиментации. На первом глобальном уровне этап мобилизации осадочного материала включает процессы, протекающие в корях выветривания, механическую и химическую денудацию пород, перенос осадочного вещества речными водами, льдом и ветром. На втором глобальном уровне разрушение исходных горных пород имеет ничтожное значение: главную роль играет захват готового осадочного вещества с первого уровня, т. е. осадочного вещества, сгужающегося, как было показано ранее, на 70—90% в устьях рек, а также в понижениях шельфов. Перенос ведется только морской водой, с водной средой связано также выветривание этого материала. Таким образом, вся история осадочного вещества на втором уровне проходит в водной среде, чем и обеспечивается его слабое выветривание, а также его высокая обводненность, определяющая другую важную особенность — способность перемещаться вниз по склонам. Только при максимальных понижениях (до —350 м) уровня океана в геологическом прошлом [2] в верхней части склона



Фиг. 1. Глобальные уровни лавинной седиментации в морях и океанах (по данным Д. Мура с изменениями)

*I* — дельта (первый уровень лавинной седиментации); *II* — шельф — область питания для второго уровня лавинной седиментации; *III* — склон, пересеченный магистральным каньоном — область транспортировки; *IV* — основание склона, аккумулятивный веер (конус) — область аккумуляции лавинного материала второго уровня; 1 — направление волн, перераспределяющих материал на шельфе; 2 — вдольбереговой перенос (пески и алевроиты); 3 — диффузионный транзит (в основном пелиты); 4 — придонные (контурные) течения, захватывающие часть пелитового материала гравититов второго уровня; 5 — течение за пределами шельфа; 6 — перенос в каньоне с первого на второй уровень

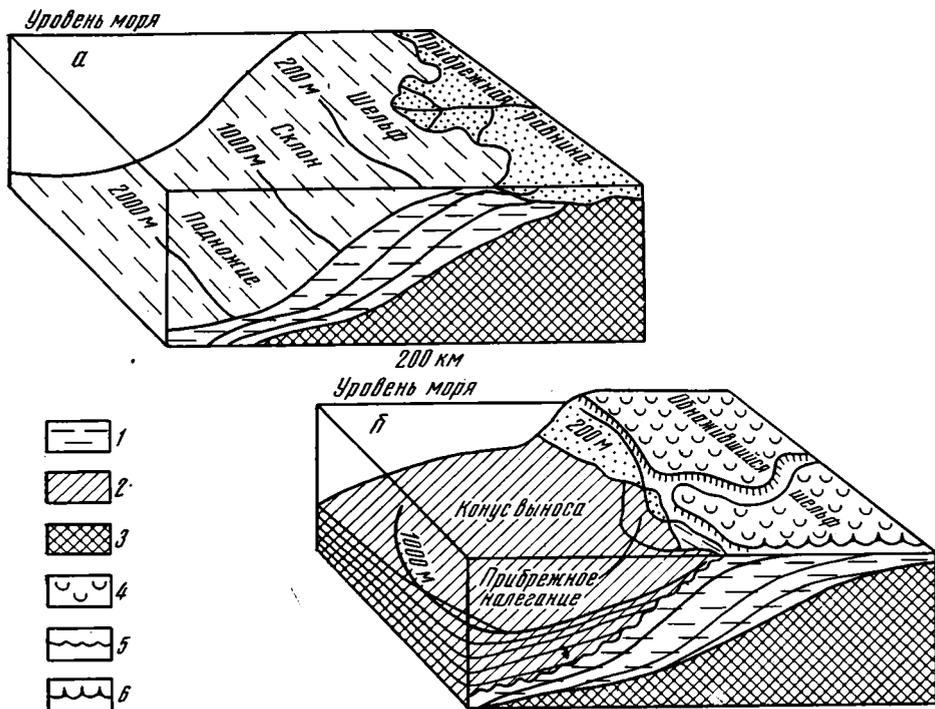
условия менялись на континентальные с развитием субаэрального выветривания и транспортировки, т. е. области лавинной седиментации первого уровня оказывались областями денудации (фиг. 2). В отдельных морях (Средиземное, Черное) снижение уровня из-за потери связи с океаном могло быть значительно большим (2 км и более), что приводило в свою очередь к распространению условий континентальной среды и на глубоководные части водоемов и склонов (в частности, накопление толщ эвапоритов в Средиземном море в мессинское время).

Механическая денудация коренных пород и химическое выветривание под водой на этом уровне крайне незначительны. Однако отложения второго уровня по составу и текстуре далеко не аналогичны отложениям первого уровня (дельты и эстуариев).

Главное значение для подготовки материала здесь имеет механическое воздействие на уже отложившийся, но еще не сцементированный осадок, насыщенный водой и потому обычно подвижный, текущий по уклонам или срывающийся со склонов в виде цельных блоков. Исходные механические воздействия могут быть различными: океанские волны и зыбь, приливно-отливные и разнообразные другие виды течений, прохождение тропических циклонов и тайфунов, внутренние волны, волны цунами, землетрясения. Все эти факторы динамической природы дополняются более мощными гравитационными факторами.

Поскольку для континентального склона типична большая крутизна, нередко превышающая углы естественного откоса, то, так же как и в случае снежных лавин, при увеличении объема осадков на данном участке, превышающем некоторую критическую величину, происходит сход оползней, или более медленное стекание разжиженного материала.

Устойчивость откоса, сложенного рыхлым материалом, определяется сопротивлением сдвигу несцементированных песчаных или глинистых отложений, т. е. может быть количественно охарактеризована методами инженерной геологии. Оно зависит от влажности породы, состава иловых вод, гранулометрического и минерального состава, вибрации, кото-



Фиг. 2. Особенности осадкообразования в одном и том же регионе при высоком (а) и низком (б) положении уровня моря  
 1 — отложения (пески, алевриты и пелиты), накопившиеся при высоком уровне моря; 2 — то же, при низком уровне моря; 3 — более древние породы; 4 — отложения, оказавшиеся выше уровня моря (в субаэральной обстановке), подвергающиеся быстрому размытию; 5—6 — несогласия (5 — субаквальное, 6 — субаэральное)

рой иногда подвергается осадок (при землетрясениях и местных сотрясениях, связанных со сходом крупных лавин). В субаэральных условиях угол внутреннего трения у песков достигает  $40^\circ$ , у глинистых пород твердопластичных (глины и суглинки) —  $25^\circ$ , мягкопластичных —  $10^\circ$ .

Пески и глины, находящиеся в субаквальной обстановке, имеют поры, полностью заполненные водой, потому углы естественного откоса в них очень малы — чаще всего  $<1^\circ$  при среднем угле наклона континентального склона около  $4^\circ$ .

Поскольку поверхность склона очень неровная, гравитационные силы направляют эти потоки осадочного вещества в понижения, которые соединяются в более крупные долины на склоне. Имеет место и склоновое перемещение осадочного вещества, которое можно сравнить со склоновым срывом.

В обстановке морской воды выветривание протекает медленно и своеобразно (гальмиролиз) и отражается комплексом вторичных изменений исходных минералов. В целом морская вода для большинства минералов оказывает консервирующее воздействие и только небольшая группа нестойких минералов подвержена вторичным изменениям. Происходит постепенное растрескивание коренных пород склона, образование глыб, щебня и дресвы, которые, как показывают исследования с подводных аппаратов, в ряде мест образуют осыпи.

Все эти процессы подготовки осадочного вещества склона играют лишь незначительную роль по сравнению с поступлением вещества с первого глобального уровня. На крутых склонах постепенно накапливаются массы осадочного вещества и затем сбрасываются вниз, к основанию склона.

Итак, наиболее примечательными чертами обстановки осадконакопления на первом этапе седиментогенеза в областях континентального склона является сочетание огромных перепадов высот рельефа (чаще

всего 3—4 тыс. м) значительной крутизны склонов с широким развитием переувлажненных, нецементированных и потому подвижных, сползающих стекающих и сползающих, осадков.

Важной особенностью подготовки осадочного вещества является прерывистость процесса во времени: с наибольшей (лавиной) скоростью он протекает тогда, когда осадочный материал, накапливающийся на первом глобальном уровне (устья рек), оказывается поднятым выше базиса эрозии, что происходит при значительных смещениях (понижениях) уровня океана в прошлом.

На современном этапе высокого стояния уровня океана главная часть (70—90%) осадочного вещества, сносимого с суши реками, осаждается в устьях рек, создавая крупные осадочные тела первого глобального уровня [8—11]. Эти осадочные образования эфемерны: при снижении уровня океана (только за последние 2,5—3 млн. лет насчитывается 8—12 таких глобальных циклов изменения уровня) осадочно-породные бассейны первого глобального уровня (ОПБ-1) оказываются приподнятыми над уровнем океана и быстро размываются. Об этом свидетельствует как строение этих тел с многочисленными следами размывов и несогласиями, что хорошо видно на сейсмопрофилограммах, так и строение осадочных тел второго уровня, где стадиям размыва ОПБ-1 соответствуют стадии лавинной седиментации в ОПБ-2. Снижение уровня ведет к тому, что значительная часть шельфа, а иногда даже и верхняя часть континентального склона оказываются приподнятыми над уровнем океана, попадают в зону действия волн, быстро срезаются и сбрасываются вниз по склону. Понижение уровня океана приводит также к более активному сбросу на нижний уровень биогенных и вулканогенных отложений шельфа, не связанных с ОПБ-1, фигурально говоря, при этом «выметается» весь шельф, а также верхняя часть склона.

В условиях крутого (в среднем около  $4^\circ$  для Мирового океана) склона высотой около 4 км этот осадочный материал осаждается на склоне или перемещается к его основанию. При осаднении на склоне насыщенного водой осадков возникает небольшой слой, который по мере увеличения мощности становится все более неустойчивым. Наконец, достигается критическое состояние, когда под действием внешнего толчка или без каких-либо внешних причин происходит срыв блока осадка со склона.

Реальный материковый склон — это сложно расчлененная область, где крутые участки (обрывы) чередуются с более пологими. Здесь обычны цепные реакции седиментации: при достижении каким-то блоком критической массы на наиболее крутом обрыве происходит срыв блока и этот толчок приводит в движение другие блоки, которые то быстро падают вниз по крутым склонам, разбиваясь у их основания и перемешиваясь, то медленно скользят по пологим участкам, захватывая все большие и большие площади неустойчивых осадков. В конечном счете у основания многокилометрового континентального склона возникают гигантские осадочные образования. Механизм подготовки осадочного вещества на склонах прерывистый, чем и объясняется прерывистость в осадочных толщах второго уровня. Прерывистость и цикличность (закономерное повторение в локальных или региональных масштабах) — это наиболее характерные черты седиментации на втором уровне. Они определяются цикличностью подготовки осадочного материала, который поступает на второй уровень порциями, а также цикличностью его транспортировки, что хорошо видно по прослоям турбидитов в конусе выноса Бенгальского залива и Инда, по данным бурения [10], а также в других местах [19, 20].

Изменения уровня океана неоднократно отмечались в прошлом; последнее из них почти на 100 м имело место всего 18 тыс. лет назад. Рыхлае отложения, заполняющие устья рек, при таком снижении уровня перемещаются во внешние части шельфа и на склон и таким образом оказываются в области лавинной седиментации второго уровня. Этапам вы-

долины. Подводные каньоны прорезают на сотни метров кристаллические и осадочные породы континентального склона, образуют сложноразветвленные дренажные системы, собирают и транспортируют осадочный материал. Их изучение началось около 50 лет назад [30]. За эти годы собран огромный фактический материал, который показывает, что каньоны могут возникать под действием различных причин, из которых наиболее универсальные две следующие.

1. Происхождение каньонов уверенно связывается, по крайней мере в верхних их частях, с понижением уровня океана в прошлом на 200—300 м. При этом верхние части склона оказывались в субаэральной обстановке, и здесь реки, пересекающие пологий шельф, превращались в горные потоки, низвергающиеся по кручам континентальных склонов. Устья рек обычно совпадают с вершинами каньонов. Эрозионные врезы каньонов оказываются очень близкими к субаэральным (например, система хорошо изученных подводных каньонов Корсики). Достигая уровня океана, эти горные потоки водопады, богатые осадочным материалом (который не улавливался в дельтах или на широких шельфах), порождали оползни, пастообразные и суспензионные потоки, размывавшие не только осадки, но и твердые породы склона. В ряде случаев крупные моря и участки океанов оказывались осушенными (Средиземное море в мессинское время, южная половина Атлантики), о чем свидетельствуют толщи эвапоритов. Речные системы в таких случаях действовали как горные потоки — прорезали крутые континентальные их склоны, создавая каньоны.

2. Условия для размыва сохранялись длительное время: по современным представлениям, многие каньоны имеют возраст в десятки миллионов лет, а наиболее древние — до 160 млн. лет. За это время вероятны значительные вертикальные движения и самого склона, в частности его погружение, что отмечалось для многих районов.

В ходе длительного развития часть каньонов отмирает и погребается под осадками, в других случаях эрозия развивается, иногда каньон проходит несколько этапов развития, что отражено в его отложениях и морфологии. Это одна из широко распространенных не только сейчас, но и в геологическом прошлом систем подготовки (сбора), транспортировки и аккумуляции осадочного вещества, причем главных его количеств в пределах нашей планеты.

Можно выделить три механизма выноса материала из береговой зоны, из области сильных течений и волнения в область захвата вершинами каньонов [12]: 1) диффузионный, когда в процессе волнения тонкозернистый материал периодически взмучивается и постепенно выходит за морскую границу береговой зоны; 2) транзитный — транспортировка течениями без промежуточной седиментации; 3) с суспензионными потоками, которые возникают в придонном слое вследствие штормовых волнений, резкого увеличения твердого стока и др. Суспензионными потоками удаляется более крупнозернистая часть отложений волнового поля по сравнению с первыми двумя механизмами. Суспензии представляют собой жидкости в придонном слое, поэтому они стекают по понижениям дна и постепенно вырабатывают долины — подводные каньоны. Захват осадочного материала происходит вершиной каньона (осадкосборный веер).

Наблюдение за каньонами рек Закавказья (Бзыбь, Кодори, Ингури, Риони, Чоз) приводит к выводу, что они захватывают не менее 50—75% от твердого стока рек (учитывая песчаную и гравийно-галечную фракции) [12]. Чем мощнее источник осадочного материала, тем быстрее унос вещества каньоном, тем скорее вырабатывается долина каньона. Так, в 1939 г. устье р. Риони было искусственно переброшено на новое место, где каньона ранее не существовало. Оказалось, что унос осадочного материала по вновь созданному каньону составил 40% (от твердого стока реки), а унос взвесей за пределы береговой зоны вне каньона — 55%.

Детально (с применением меченого песка) изучен на Черном море каньон р. Ингури [13]. При этих работах было доказано, что верховья каньона (его собирающая часть) захватывают осадочный материал с

шельфа (меченый песок найден в русле каньона). Разветвленная верхняя часть каньона (верхний веер) на глубинах около 120 м собирается здесь в единое русло, ширина которого 3—5 км, а глубина вреза 250—500 м. Борта каньона крутые. На глубинах склона около 600—900 м каньон расширяется и постепенно превращается в долину шириной до 10—14 км; прослеживаются лишь прирусловые валы, возвышающиеся над уровнем долины на первые десятки метров. С этих глубин начинается разветвление единой долины на ряд русел, расходящихся радиально, т. е., судя по морфологии, начинается область преимущественной аккумуляции — подводный конус выноса р. Ингури (нижний веер). В конусе выделяется несколько лопастей. Подводный каньон даже такой сравнительно небольшой реки, как Ингури, — это грандиозное образование. Четко видны его собирающая (от 300 до 1000 м) и аккумулирующая (более 1000 м), или нижний веер, части.

Эта п аккумуляции осадочного вещества лавинной седиментации. Отложение главной части осадочного материала материкового склона происходит там, где резко снижается кинетическая энергия разнообразных потоков, переносящих осадочное вещество вниз по склону. Поскольку, как указывалось, для развития таких потоков решающее значение имеет крутизна склона, то при прочих равных обстоятельствах практически весь осадочный материал сгруживается в наиболее пологий нижней части склона, где он переходит в пелагические равнины, а также на пологих участках склона, где возникают «осадочные карманы». Здесь, как и в предгорьях суши, развиваются многочисленные конусы выноса, связанные вверх по склону с питающими каньонами и руслами (см. фиг. 3).

Верхние части этих конусов, обращенные к склону, сложены обычно более грубым материалом, перемещающимся на меньшие расстояния: здесь концентрируется материал осыпей и обвалов, крупные блоки оползней. По направлению к дистальным частям конусов вещество становится более тонким, в нем уже мало грубообломочного материала, широко развиты пески и алевриты, а также глинистые отложения. Еще дальше проникают только алевриты и тонкий глинистый материал. Часть тонкого алеврита и глинистого материала, как будет показано, под действием придонных течений переносится на значительные расстояния. Распределение материала может использоваться при выявлении положения древних склонов — острие конусов с наиболее грубым материалом обращено в сторону древнего склона.

Таким образом, в системе каньон→русло→конус происходит очень слабая, но ощутимая дифференциация исходного осадочного вещества по крупности — механическая дифференциация гравититами. Она значительно слабее дифференциации под влиянием динамических факторов. Химической дифференциации здесь не происходит. Ведущая роль гравитационных факторов на втором уровне ограничивается со стороны океана дистальными частями конусов, сложенными наиболее тонким материалом. Здесь действие гравитационных сил затухает и на осадочные вещества с возрастающей силой воздействуют динамические факторы (течения, внутренние волны и др.) [4, 5, 11, 15, 16].

Под действием придонных течений дистальная часть конусов деформируется и вытягивается по направлению течения или даже теряет сплошность и откладывается на некотором расстоянии от конуса в виде отдельного осадочного хребта. Все эти особенности, связанные с силой и длительностью влияния придонных (контурных) течений на дистальные части конусов, относят к особому классу осадочных образований — контуритов. Они возникают главным образом за счет облаков тонкого материала, окутывающих потоки гравититов, являясь их самой тонкой и подвижной частью. Однако имеются свидетельства того, что в некоторых случаях контуриты могут возникать и за счет размыва внешних частей подводных конусов выноса [16].

Осадочно-породные бассейны второго уровня (ОПБ-2) — это конечная часть системы верхний веер→каньон→конус, они сложены отдельными

ми конусами выноса, сложно меняющимися, перекрывающимися в пространстве и во времени. Главные области аккумуляции осадочного вещества — самые крупные подводные конусы выноса — по пространственному положению в общем отвечают главным современным или древним областям поставки — дельтам и конусам выноса первого уровня. Таким образом, можно говорить о седиментационной системе второго уровня, где имеются свои области подготовки и сбора осадочного материала, своя система транспортировки, свои аккумулятивные образования, но само существование этой системы, ее масштабы определяются условиями первого уровня лавинной седиментации.

Отдельные конусы выноса сливаются в крупные осадочные тела у основания склона в пояс лавинной седиментации второго глобального уровня. Как отмечалось, конусы — это штучные строительные детали, из которых монтируются более крупные постройки, приобретающие обычно вытянутую вдоль склона форму; их мощность достигает 10—15 км. Эти огромные и гигантские осадочно-породные бассейны второго уровня только на первый взгляд кажутся едиными, на самом деле они состоят из отдельных конусов-модулей разных размеров. Это своеобразный «склад конусов».

Так же как и при отложении в области лавинной седиментации первого уровня, массовое накопление осадочного вещества компенсируется здесь изостатическим прогибанием. В тех случаях, когда это прогибание полное, образуются тела, линзообразные в разрезе, если же прогибание неполное (при тектоническом сжатии на пассивной окраине — границе плит или границе континентальная — океаническая кора в пределах одной плиты), то образуются клинообразные в разрезе тела, причем широкая сторона клина обращена к континенту.

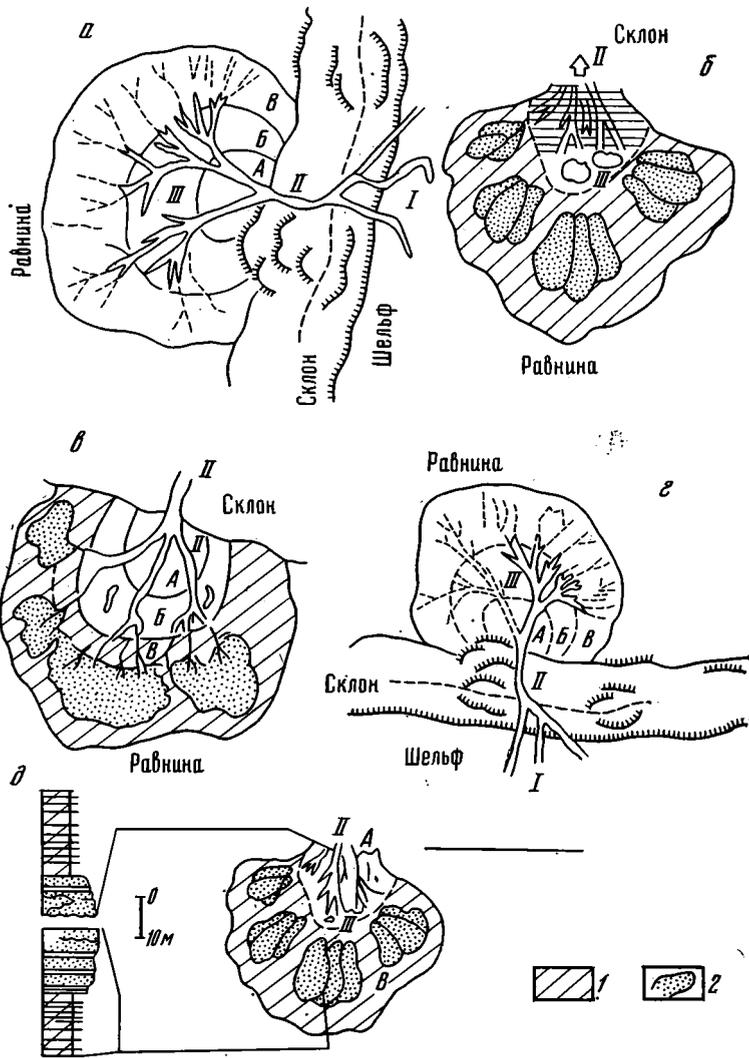
Процессы, приводящие к возникновению конусов, слагающих осадочную толщу второго уровня, и определяющие особенности размещения осадочного вещества и его состава, тесно связаны с гравитационным механизмом перемещения осадочного вещества.

## МОДЕЛИ ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА

Подводный конус выноса — фен (фиг. 4) представляет собой осадочное образование конусовидной (дельтовой) формы, образованное терригенным (реже карбонатным или вулканогенным) материалом у основания материкового (или островного) склона в результате движения осадочного материала вниз по склону. В сложении конусов главное значение имеет материал оползней и обвалов (особенно в верхней части конуса), потоков разжиженного осадочного материала (типа наземных селей), турбидитов, а во внешних частях также контуритов. Эти отложения гравититов чередуются по вертикали с нормальными гемипелагическими осадками (отложения «частица за частицей»).

По размерам подводные конусы меняются в широких пределах: от малых (протяженностью менее 1 км, а нередко и сотни метров) до больших (протяженностью в сотни километров) и гигантских (более 1 тыс. км). Мощность осадочной толщи в них меняется также очень значительно — от сотен метров до максимальных (известных) значений около 15—16 км. Возраст осадочной толщи достигает десятков, а иногда и более сотни миллионов лет. Крупность осадочного материала также весьма разнообразна — от крупных каменных глыб, щебня, гальки и гравия до тонкого пелитового вещества. Широкое распространение песчаных и алевроитовых прослоев — коллекторов вместе с достаточно высокими содержаниями органического вещества в отложениях делает их, как отмечалось, перспективными на нефть и газ. Время построения конусов определяется возрастом материкового склона и меняется от нескольких миллионов до более 100 млн. лет (конус Святого Лаврентия) [31].

Осадочный материал, поступающий на шельф из рек, а также за счет таяния ледников (в ледовых зонах или при оледенениях — в зонах уме-



Фиг. 4. Наиболее распространенные модели подводного конуса выноса  
 а — модель Мутти и Риччи-Люччи [23]; б — модель Мутти [21]; в — модель Мутти  
 и Чибаудо [22]; г — модель Риччи-Люччи [29]; д — модель Мутти и Риччи-Люччи [24].  
 I — верхний веер (осадкосборный конус); II — магистральный транспортный канал;  
 III — нижний веер (конус), аккумулятивный. Части аккумулятивного конуса (А —  
 внутренняя, Б — средняя, В — внешняя); 1 — межрусловые пространства конуса; 2 —  
 песчаные лопасти. На фиг. д показаны типовые разрезы верхней части конуса (сверху)  
 с уменьшением мощности и крупности материала вверх по разрезу и песчаной лопасти  
 нижней части конуса (внизу) с увеличением мощности и крупности материала вверх  
 по разрезу

ренных), деятельности организмов или извержений вулканов состоит из частиц различных по крупности — от грубообломочного материала до тонкого пелита. Перенос его через шельф осуществляется либо через дельту, выходящую к краю шельфа, либо по подводным каньонам и долинам или понижениям на шельфе. Поступление материала на край шельфа, в область крутого и высокого материкового склона обеспечивается разными путями: волновыми, приливными и иными движениями вод. Вниз по склону (обрыву) осадочный материал перемещается гравитационными потоками (при высоком отношении «осадок — вода»), а также в виде суспензий. Разбавление осадочного вещества водой обычно последовательно возрастает при движении вниз по склону. Эти перемещения обычно не являются постоянными, а носят периодический характер, при-

чем большое значение имеет срыв отложившихся в верхних частях склона масс осадочного вещества (обвалы, оползни). Такие срывы приводят к возникновению зерновых потоков (типа наземных селей), а при большем разбавлении водой — турбидитов, которые собираются по верхней дренажной системе конуса, переносятся по руслам-каньонам вниз по склонам и, теряя на равнине кинетическую энергию, аккумулируются в виде конуса. В системе подводная долина — конус удается выделить области подготовки (питания), транспортировки и аккумуляции. Область питания конуса можно сопоставить с водосбором наземных речных систем [10].

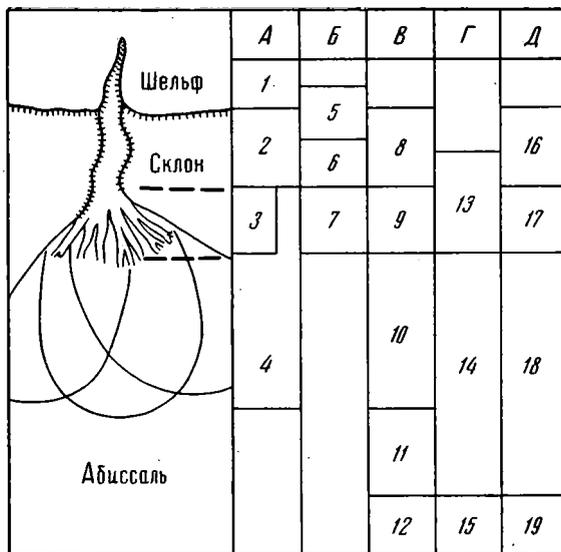
Под ней располагается транспортная часть конуса — система магистральных каналов (долин, каньонов). Она переходит в область аккумуляции — в верхнюю часть конуса, которая прорезана одним или несколькими каналами, а также системой более мелких каналов и рукавов. По морфологическим и литологофациальным признакам в пределах осадочного тела конуса удается выделить три части: верхнюю, среднюю и нижнюю.

Для верхней части конуса типично преобладание переотложения и эрозии с очень ограниченным осадкообразованием. Это как бы «промежуточный склад» конуса. Здесь преобладает самый грубый материал, широко развиты отложения обвалов и оползней.

Средняя часть конуса обычно прорезана руслами и ответвлениями и состоит из тонкодисперсных отложений с более грубыми включениями, которые отвечают тальвегам русел (чаще всего пески, но в ряде случаев и гравий). Руслами эта часть конуса делится на отдельные участки (межрусловые области). Дно русел бывает врезано или, наоборот, приподнято над уровнем этой части конуса (над уровнем русловых областей), что соответствует направленности развития русел (приподнятые над уровнем дна, окруженные прирусловыми валами — при затухании поставки материала, врезанные — при активной его поставке, омоложении каньона).

Главная часть материала осаждается в средней и нижней частях подводного конуса. Средняя часть конуса (супрафен) обычно наложена на более древние участки конуса. Здесь суспензионные потоки подразделяются на серию каналов — ответвлений, которые представляют собой распределительную систему конуса. Часть осадочного материала, движущегося по этим распределительным руслам, выплескивается из них, откладываясь в пределах супрафена, а основная масса уходит в лопасти нижней части конуса, где накапливается основная масса тонкозернистого материала, а также песков. Выделяется характерная морфологическая черта этого аккумулятивного сооружения — конечные лопасти, которые развиваются на очень пологой выровненной поверхности нижней части конуса. Русловый перенос сменяется здесь плоскостным. Далее начинается постепенный переход к абиссальным равнинам.

Пески и более грубые осадки концентрируются, как отмечено, в руслах и каньонах, образуя мощные слои, а также в лопастях в виде тонких слоев (тонкие пески с алевритом). Песчаный и алевритовый материал на больших площадях становится более тонким и хуже отсортирован вниз по склону на сотни километров, а также в направлении поперек конуса на десятки километров или по вертикали на немногие сантиметры. В конусах выделяются, таким образом, латеральные ряды фаций, закономерно сменяющие друг друга от верхней части конуса по направлению к абиссальным равнинам. Поскольку исходный материал конуса, как отмечалось, обычно един по составу для всей толщи осадков, то для выявления фаций решающее значение имеют текстурные признаки. Так, для более крупнозернистого материала (пески, алевриты) в верхней части конуса, где он концентрируется в руслах каналов, типичны наиболее мощные прослои неправильной лентообразной формы, с косою слоистостью, полосчатые. Далее вниз по склону (в средней части конуса) и по мере удаления от каналов слои становятся более тонкозернистыми, правильными. Нижней части конуса характерно чередование слоистых але-



Фиг. 5. Сопоставление моделей современных (А, Б) и древних (В—Д) подводных конусов выноса по фациальным и морфологическим признакам [18]  
 А — модель Нормарка [25]: 1 — каньон; 2 — обвалованные долины в верхней части конуса; 3 — сеть распределяющих русел; 4 — область супрафена; Б — модель Ханера [17]: 5 — область валов верхней части конуса; 6 — область меандров средней части конуса; 7 — область шнурковых залежей нижней части конуса; В — модель Уолкера и Мутти (36); 8 — обвалованные русла внутреннего конуса; 9 — прорезанная руслами часть супрафена; 10 — лопастная часть супрафена; Г — модель Мутти и Риччи-Люччи [24]: 13 — распределительная часть системы (внутренний конус, рассеченный руслами); 14 — внешний конус; 15 — абиссальная равнина; Д — модель Риччи-Люччи [29]: 16 — внутренняя часть конуса; 17 — средняя; 18 — внешняя часть конуса; 19 — абиссальная равнина

вритовых отложений с тонкозернистыми песками; обычны градационные текстуры. В самых нижних и удаленных от склона частях конуса обычно наблюдается чередование отложений конуса с гемипелагическими глинами и контуритами (суспенситами). Контуриты чаще всего переносят только тонкий материал (глинистые контуриты). Это достаточно мощные отложения монотонных глин без следов слоистости с редкими песчано-алевритовыми прослоями. Латеральные ряды фаций в конусах дополняются еще вертикальными, которые сменяются в общем в соответствии с правилом Вальтера, хотя бывают и «перескоки», связанные с контрастностью гравититов.

Для возникновения крупных подводных конусов выноса, в составе которых решающую роль играют гравититы, существенно сочетание нескольких обстоятельств: 1) поступление к краю шельфа значительных количеств осадочного материала на протяжении длительного интервала времени; 2) наличие на шельфе и склоне системы подводных каньонов, которые, соединяясь, образуют как бы воронку, концентрирующую этот материал с большой площади у основания склона в одной точке; 3) угол наклона поверхности, на которой развивается конус, в сторону океана, а также ряд других обстоятельств. Немаловажную роль играют количество и гранулометрический состав поступающего материала, которые определяются климатической зональностью, а также особенностями рельефа и геологического строения водосбора. Чем крупнее материал, тем он инертнее, тем большую роль в его перемещении на большие расстояния вниз к основанию материкового склона играет гравитационный фактор.

В настоящее время могут быть описаны по крайней мере четыре группы моделей конусов выноса, которые предполагают выделение горизонтальных и вертикальных рядов фаций, а также отражают последовательность и закономерность развития конусов (см. фиг. 4).

1. В ряде работ В. Р. Нормарка [26—28] предлагается модель трехчленного деления конусов (фиг. 5). Эта модель была создана на основе

изучения небольших четко выраженных фендов у берегов Калифорнии и хорошо отражает их строение в глубоководных областях океана. Выделяется верхняя часть конуса, средняя и нижняя, где склон выполаживается и конус постепенно переходит в отложения океанских равнин.

2. По данным изучения древних конусов выноса в Апеннинах и Альпах были разработаны модели Мутти и Риччи-Люччи [21—24]. Они широко используются при изучении флиша. В верхней части конуса выделяются подводные каналы и участки, расположенные между каналами. Эта модель приложима к крупным и средним по размерам осадочным телам, образовавшимся на больших глубинах.

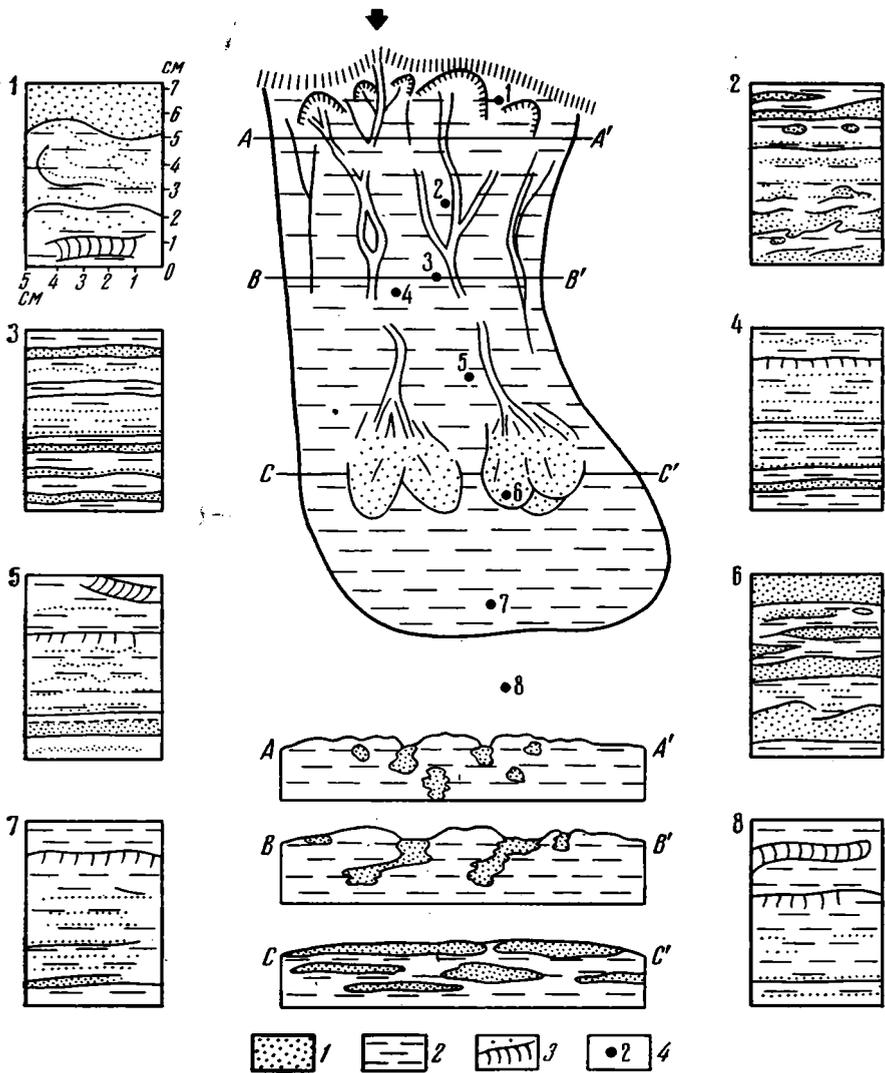
3. В модели Уолкера [32—36] учитываются данные двух первых моделей, а также их комбинации. Кроме того, она описывает наступление и отступление конусов (в зависимости от объема поставки осадочного вещества), т. е. не является равновесной, как две первые модели. Это, по-видимому, наиболее удачная модель для малых и средних конусов, развивающихся в условиях небольших глубин.

4. Модель Стоу [31] разработана на примере изучения конусов выноса р. Святого Лаврентия и у основания Большой Банки. Эта модель приложима к крупным конусам длиной в сотни и тысячи километров (Бенгальский, Инда, Миссисипи и др.), в сложении которых главную роль играет тонкий пелитовый материал. Эта модель приложима, таким образом, к условиям глубоководных крупных и древних конусов. На фиг. 6 приведены модели строения крупных и средних (радиус от 250 до 2500 км, ширина русел от 5 до 25 км) конусов.

Конусы выноса являются наиболее широко распространенным, но не единственным типом осадочных образований второго уровня. Встречаются также отложения, связанные с плоскостным смывом, с перемещением осадочного вещества по вертикали в форме цельных блоков (обвалы, оползни, камнепады), а также осадочные холмы и хребты, связанные с контурными течениями, гемипелагические отложения.

Преобладание того или иного типа накопления осадочного вещества зависит от сочетания ряда особенностей: количества, крупности и состава осадочного материала, подаваемого на край шельфа и на склон, расчлененности склона подводными каньонами, что в свою очередь зависит от геологической истории склонов, гидродинамической обстановки в области склона и шельфа, сейсмичности, вулканизма и др. Рассмотрим некоторые закономерности формирования осадочного тела.

Поскольку на материковом склоне главным видом перемещения материала являются гравитационные потоки, которым соответствует особая группа осадочных образований, объединяемая общим термином *гравититы* (в отличие от образований, связанных с осаждением вещества «частица за частицей» в толще воды, — *суспенситов*), то форма распространения и свойства этих отложений во многом определяются особенностями этих потоков. Материковый склон — это гигантская фабрика всех видов гравититов. Потоки их всегда тяжелее воды и поэтому подобно тяжелым жидкостям они стремятся заполнять понижения склона, концентрируются в ложбинах и каналах склона, нередко первично-тектонических. Поэтому на склонах, обнаженных в течение длительного времени (иногда десятков и сотен миллионов лет), развивается разветвленная система каналов и русел, выработанных гравититами, сходная с речными системами. Гравититы, безусловно, способны к эрозии — она тем сильнее, чем менее обводнены гравититы. Наибольшее число разветвлений отмечается в верхней части склона (часть системы, улавливающая осадочное вещество). Ниже отдельные русла соединяются в более крупные, магистральные, обычно очень глубоко врезаемые. Основания склона чаще всего достигает только один крупный каньон или русло (транспортная часть системы). Транспортировка материала в подводный конус выноса р. Святого Лаврентия обеспечивается таким единым руслом глубиной ниже среднего уровня дна около 1 км и шириной более 10 км. Перепад высот в этих подводных осадочных реках от истока до устья достигает 5 км, а средние уклоны в десятки и сотни раз больше, чем в наземных реках.



Фиг. 6. Модель строения крупных (реки Ганг, Инд, Амазонка, Святого Лаврентия) и средних подводных конусов и текстуры осадочных отложений верхнего (1, 2), среднего (3-6) и нижнего (7, 8) конусов по [31]  
 1 — пески и алевриты; 2 — пелиты; 3 — следы биотурбации; 4 — колонка и ее номер; AA', BB' и CC' — соответственно разрезы верхнего, среднего и нижнего конусов

Подводные конусы выноса вместе с другими осадочными образованиями основания склона являются как бы элементарными ячейками (блоками), которые, накладываясь, создают мощные и протяженные осадочные толщи второго глобального уровня. Нетрудно видеть, что здесь седиментационные процессы идут по особым законам, создаются крупнейшие из известных и очень специфические по строению и свойствам отложения.

За последние 20 лет проведены обширные исследования как современных подводных конусов выноса, так и древних их аналогов, что позволяет судить как о морфологии этих образований, так и об особенности состава, текстурах и структурах.

Количества осадочного вещества, заключенного в тороидах второго глобального уровня, колоссальны. Мощность осадочных тел здесь обычно достигает 10 км, а в ряде мест — 16 км. Ширина осадочных образований колеблется в пределах 100—1000 км, а в отдельных случаях достигает 2500 км. Прямые измерения сейсмическими методами показывают, что именно на этом уровне откладывается и сохраняется в геологическом

разрезах до 70—90% осадочного вещества Земли. Однако на современном этапе высокого стояния уровня океана главная часть осадочного вещества накапливается не в этих осадочных тораидах, опоясывающих водоемы у основания склона, а в эстуариях и дельтах рек, т. е. в океан в область седиментации второго уровня почти не поступает. В этом убеждает и анализ приустьевых областей [8—10] и независимо — анализ скоростей седиментации в верхних слоях подводных конусов, а также на прилежащих к конусам аллювиальных равнинах. По прямым определениям автора методом абсолютных масс, в область лавинной седиментации второго уровня в Мировом океане проникает на современном этапе всего около 10—20% от твердого стока рек. Иная картина складывалась в прошлом, когда уровень океана неоднократно опускался на 100—300 м, происходил размыв осадочных образований первого уровня и массовый их переход на второй уровень (см. фиг. 2). В это время темпы поступления осадочного вещества возрастали в десятки и сотни раз. Таким образом, скопление осадочного вещества в дельтах и эстуариях, а также на шельфе является как бы промежуточным этапом («промежуточным складом») для последующего окончательного перемещения вещества океана на второй глобальный уровень при снижении уровня. Закономерности седиментации на втором глобальном уровне и его взаимодействие с первым и третьим уровнями будут рассмотрены в следующих сообщениях.

#### Литература

1. БСЭ, т. 12. М.: Изд-во БСЭ, 1952.
2. Вейл П. Р., Митчел Р. М., Томсон С. Относительные изменения уровня моря по береговому подошвенному налеганию.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М.: Мир, 1982, с. 127—159.
3. Дрейк Ч. Л., Берк К. А. Геологическая роль подводных континентальных окраин.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 9—17.
4. Колюхов А. И. Окраины материков: обстановка осадконакопления, геотектоники, эволюция в мезозое и кайнозое: Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1982. 52 с.
5. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.
6. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 388 с.
7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд. РГУ, 1982, с. 3—59.
8. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 6, с. 3—27.
9. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 2.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 5, с. 3—28.
10. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 3.— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 4, с. 3—24.
11. Лонгинов В. Н. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1972. 273 с.
12. Сафьянов Г. А. Взаимодействие подводных каньонов и береговой зоны океана.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 7. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 23—27.
13. Сафьянов Г. А., Пыхов Н. В. Геоморфология, осадки и литодинамика конуса выноса Ингурского подводного каньона (Черное море).— В кн.: Литодинамика и гидродинамика контактной зоны океана. М.: Наука, 1981, с. 78—91.
14. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М.: Мир, 1981. 396 с.
15. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3—24.
16. Asquith S. M. Nature and origin of lower continental rise hills off the East Coast of the United States.— Marine Geol., 1979, v. 32, p. 165—190.
17. Haner B. E. Morphology and sediments of Redondo submarine fan, southern California.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, p. 2413—2432.
18. Ingorsoll R. V. Submarine fan facies of the upper cretaceous Great Valley sequence, Northern and Central California.— Sediment. Geol., 1978, v. 21, p. 205—230.
19. Kolla V., Kostechki S. A., Hendersen L., Hess L. Morphology and Quaternary sedimentation of the Mozambique Fan and environs South Indian Ocean.— Sedimentology, 1980, № 27, p. 81—97.
20. Menard H. W. Marine geology of the Pacific.— McGraw-Hill, 1964, № 4. 271 p.
21. Mutti E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain).— Sedimentology, 1977, v. 24, p. 107—131.
22. Mutti E., Ghibando G. Un esempio di torbiditi di conoide sottomarine esterna: le Arenerie di San Salvatore (formazione di Bobbio, Miocene) nell'appennino di Piacenza.— Acad. Sci. Torino Mem., 1972, Ser. 4, № 16. 40 p.
23. Mutti E., Ricci-Lucchi F. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.— Mem. Soc. Geol. Ital., 1972, v. 11, p. 161—169.

24. *Mutti E., Ricci-Lucchi F.* La signification de certaines unite sequentielles dans les series a turbidites.— Bull. Soc. Geol. France, 1974, v. 16, p. 577—582.
25. *Nelson C. H., Nilsen T. H.* Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans.— In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation/Ed. Dott R. H., Shaver R. H. Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Spec. Publ., Oklahoma, 1974, № 19.
26. *Normark W. R.* Growth patterns of deep-sea fans.— Bull. Amer. Petr. Geol., 1970, v. 54, p. 2170—2195.
27. *Normark W. R.* Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans.— In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation/Ed. Dott R. H., Shaver R. H. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 1974, № 19, p. 56—68.
28. *Normark W. R.* Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of Sandy turbidite environments.— AAPG Bull., 1978, v. 62, p. 912—931.
29. *Ricci-Lucchi F.* Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy).— J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, p. 3—43.
30. *Shepard F. P.* Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence.— AAPG. Bull., 1981, p. 1062—1077.
31. *Stow D. A.* Laurentian fan: morphology, sediments, processes and growth pattern.— AAPG. Bull., 1981, p. 375—393.
32. *Walker R. G.* The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.— Proc. Yorkshire, Geol. Soc., 1965, v. 35, p. 1—32.
33. *Walker R. G.* Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, p. 25—43.
34. *Walker R. G.* Generalized facies models for resediment conglomerates of turbidite association.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, p. 737—748.
35. *Walker R. G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.— AAPG. Bull., 1978, p. 932—966.
36. *Walker R. G., Mutti E.* Turbidite facies associations.— In: Turbidites and deep-water sedimentation/Ed. Middleton G. V., Bouma A. H. SEPM, Pacific Sec., Short Course, 1973, p. 119—157.

Институт океанологии АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
18.III.1984

УДК 552.323.5 : 552.14

**НОВЫЙ КОМПЛЕКС ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ — ПРОДУКТОВ  
НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ  
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ЗАЛЕГАЮЩИХ  
НА БАЗАЛЬТАХ ПОДВОДНЫХ ГОР АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА****ЛИСИЦЫНА Н. А., ДРИЦ В. А., СОКОЛОВА Г. В., АЛЕКСАНДРОВА В. А.**

По материалам 4-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выявлено широкое развитие низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор восточной части Северной Атлантики. Комплекс аутигенных минералов в системе пор и трещин базальтовых обломков и вмещающих карбонатных пород помимо филлипсита 1-й и 2-й генераций, кальцита, доломита, барита включает минералы группы гидроталькит-манассента, впервые обнаруженные в измененных вулканогенно-осадочных породах дна океана. Приведена структурная и кристаллохимическая характеристики этих минералов, среди которых выявлены минеральные разновидности, не описанные в литературе.

Многолетние минералогические, петрологические и геохимические исследования базальтов дна океана, проводимые учеными разных стран, выявили широкое распространение вторичных преобразований в породах второго слоя океанической коры. Успешному проведению этих исследований способствовали данные глубоководного бурения. В настоящее время различают три стадии процесса вторичных преобразований, последовательно сменяющие друг друга с момента излияния лавы на дно до ее захоронения под осадочным слоем [21].

Первая стадия дейтериевых изменений начинается на позднемагматическом этапе под влиянием остаточных флюидов, изменяющих состав вновь образованных минералов и основной массы застывающей базальтовой лавы.

Вторая стадия постэруптивного выветривания протекает при взаимодействии морской воды с почти застывшей лавой практически при низких температурах придонных вод.

Третья стадия объединяет процессы постэруптивного выветривания, которые продолжаются в базальтах и покрывающих породах после их отложения на склонах ранее активного подводного вулкана. Температура реакций весьма заметно уменьшается от стадии к стадии, от первых сотен градусов (остаточный флюид) до нескольких градусов (при взаимодействии остывших базальтов и покрывающих их вулканогенно-осадочных пород с придонной морской водой).

Характерной особенностью низкотемпературной стадии изменения базальтов является уменьшение их проницаемости. Вследствие этого процессы аутигенного минералообразования локализуются преимущественно внутри открытой системы пузырей и других поровых полостей и трещин. По данным ряда авторов [12, 15, 29], в системе пористости базальтов Срединно-Атлантического хребта развивается комплекс вторичных минералов, включающий филлипсит, кальцит и слоистые силикаты (смектиты, в том числе сапониты, а также селадонит, окислы Fe, Mn и др.). Близкий комплекс аутигенных минералов описан в измененных базальтах за пределами срединных хребтов [5, 17, 22, 25, 34].

В работе [21] выявлена зональность выполнения пор и трещин вторичными минералами при низкотемпературных изменениях базальтов. Последовательность их выделения от стенок к центру полости такова: зона смектита, прерывистая каемка непрозрачных окислов Mn и Fe, зона сростков призматических кристаллов филлипсита и зона крупнокри-

сталлического кальцита в центре пустот. Авторы указывают на возможность вторичных изменений не только пород океанической коры, но и контактирующего с ними осадочного слоя.

В настоящей статье изложены результаты проведенных нами исследований вторичных изменений вулканогенно-осадочных пород, покрывающих базальты подводных гор в восточной части Северной Атлантики. В число основных задач входило изучение комплекса аутигенных минералов открытой системы пор и трещин как в переотложенных базальтовых обломках, так и во вмещающих их известняках. Рассматриваются морфология этих минералов, последовательность их выделения, особенности локализации и условия формирования. Все эти параметры имеют большое значение для минералогического контроля химизма низкотемпературных процессов обмена на границе вода — базальт. Хотя бы частичное решение поставленных задач представляет интерес для определения масштабов преобразующего влияния базальтового слоя на осадочные породы дна океана.

Работы проводились в Северной Атлантике на подводных горах Атлантис, Ампер и Жозефин, относящихся к Азорско-Гибралтарской тектонической зоне.

Согласно геофизическим данным [34], все три горы имеют базальтовое «ядро» и перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями неоген-четвертичного возраста. Вулканическая деятельность многих Восточно-Атлантических подводных гор, по данным К—Аг-датировок, закончилась в среднем около 10 млн. лет назад, что объясняется крупномасштабными тектоническими движениями [34]. Таким образом, базальты и продукты их переотложения в течение длительного периода геологического времени находились в контакте с морской водой.

Материалы, положенные в основу проведенных исследований, собраны нами с помощью ударных трубок и дночерпателей, путем драгирования, траления, а также подводных аппаратов «Пайсис», позволивших достаточно уверенно построить разрез вулканогенно-осадочной толщи мощностью более 1,5 км на горе Атлантис и другие разрезы.

Изучение вещественного состава базальтов и покрывающих их пород, а также минералогии вторичных изменений проводилось традиционными методами с использованием поляризационного и сканирующего электронного микроскопов, рентгеновской дифракции и химического анализа, а также микронзондовых исследований<sup>1</sup>.

Базальтоиды, подстилающие вулканогенно-осадочную толщу и присутствующие в ней в виде обломков, представлены в основном порфировым оливиновым базальтом. В коренном залегании они встречены нами только на горе Жозефин, где осадочная толща по геофизическим данным имеет относительно небольшую мощность [34]. Помимо оливина во вкраплениях присутствуют плагиоклазы в виде редких кристаллов размером до 1,5—2 мм, а также единичные кристаллы клинопироксена, иногда зональные. Основная масса, как правило, интерсертальная до пилотакситовой, состоит из лейст плагиоклаза и содержит мелкие кристаллы оливина, пироксена и рудного минерала. Возможна также примесь щелочного полевого шпата. Изученные образцы обычно содержат мало стекла.

Базальты преимущественно пузырчатые. Газовые полости и поры в интерстициях основной массы составляют от 10 до 30%, местами до 50% (в среднем 25%). Размеры пор колеблются от 0,05 до 5,5 мм.

Ассоциация порообразующих минералов в общем типична для щелочных оливиновых базальтов. Особенности химического состава, в частности высокие содержания  $TiO_2$  и  $K_2O$  (табл. 1), также указывают на их щелочной характер, что согласуется с фактом широкого развития щелочных базальтоидов в области распространения подводных гор восточной части Атлантики [10].

<sup>1</sup> Анализы выполнены в лабораториях физических методов и химической ГИН АН СССР.

Химический состав базальтов горы Атлантис с минимальными признаками вторичных изменений, %

| Номер образца | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | CaO   | MgO   | MnO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | CO <sub>2</sub> | C    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------|-------------------------------|--------|
| 513-5         | 43,65            | 2,98             | 14,32                          | 10,38                          | 2,60 | 10,93 | 7,24  | 0,18 | 3,06              | 1,29             | 0,71                          | 1,47                          | 0,35            | 0,62 | 0,30                          | 100,08 |
| 513-8         | 42,46            | 2,50             | 11,50                          | 5,48                           | 6,67 | 11,97 | 12,34 | 0,19 | 2,03              | 0,88             | 0,59                          | 2,13                          | 1,05            | Нет  | 0,29                          | 100,08 |

Примечание. Образцы базальтов отобраны из валунов и гальки вулканогенно-осадочной толщи.

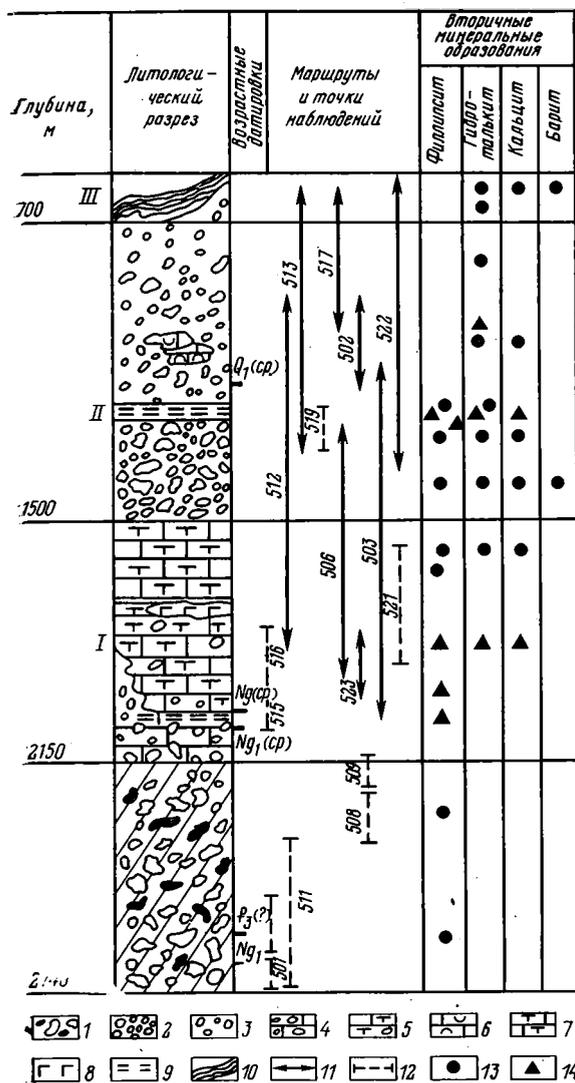
Как базальты подводных гор, так и их обломки в составе вулканогенно-осадочной толщи, в разной степени изменены вторичными процессами. В наименее измененных разностях из числа породообразующих минералов только оливин по периферии и трещинам замещен иддингситом. Для более интенсивно измененного базальта характерны псевдоморфозы иддингсита по оливину с оторочками и прожилками гидроокислов железа. Местами при выщелачивании оливина развивается травяно-зеленый слоистый силикат хлорит-сметитового типа. Плагноклазы частично выщелочены и замещены кальцитом, клинопироксены остаются свежими или замещаются иддингситом. Стекловатые участки основной массы палагонитизированы. В наиболее интенсивно измененном базальте оливин замещен карбонатом, а по трещинам и периферии кристаллов — гидроокислами железа; клинопироксены частично выщелочены и иддингситизированы. Вкрапленники плагноклазов также участками выщелочены и замещены кальцитом или цеолитом.

В порах и трещинах измененных базальтов гор Атлантис, Ампер и Жозефин, а также в покрывающих их вулканогенно-осадочных породах присутствует комплекс вторичных минералов, сходный с описанным в литературных источниках как характерный для базальтов второго слоя, измененных при низкотемпературном взаимодействии с морской водой. Важно отметить, что в составе этого комплекса наряду с широко распространенными вторичными минералами (филлипсит, кальцит, слоистые силикаты) нами обнаружены минералы группы гидроталькит-манассента.

Кроме того, встречен ряд новых структурных разновидностей, близких к минералам рассматриваемой группы. Они так же, как и гидроталькит, ранее не указывались в числе природных продуктов изменения базальтов дна океана.

Методом рентгеновской дифракции в составе комплекса вторичных минералов установлена также примесь барита. По данным микроскопии, в порах базальтовых обломков наряду с кальцитом и гидроталькитоподобными минералами местами обнаружен доломит.

**Состав и строение вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах, и распределение в них вторичных минералов.** Состав и строение вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах, наиболее детально изучены на примере горы Атлантис. В разрезе выделяются три толщи общей мощностью до 1000—1200 м (фиг. 1): 1) нижняя (I) — кокколито-фораминиферовых известняков и базальтовых конгломератов с обильным известняковым цементом; 2) средняя (II) — базальтовых конгломератов со скудным известняковым цементом в нижней части толщи и обильным — в верхней ее части, где наблюдаются линзообразные прослоны органогенно-детритовых известняков (в составе обломков присутствуют базальты, измененные в разной степени); 3) верхняя (III), залегающая на вершине горы и сложенная бурыми, железистыми



Фиг. 1. Сводный разрез вулканогенно-осадочных пород восточного склона горы Атлантис 1 — вулканогенно-галечные осадки (осыпи); 2 — слабосцементированные конгломераты; 3 — сцементированные конгломераты; 4 — известняковые конгломераты; 5—7 — известняки (5 — с обломочной примесью, 6 — органогенно-детритовые, 7 — фораминиферо-кокколитовые); 8 — силл долерита; 9 — гиалокластиты; 10 — железисто-карбонатно-обломочная порода; 11—12 — интервалы (11 — обследованные аппаратом «Пайсис», 12 — драгированные); 13—14 — вторичные минералы (13 — в базальтовых обломках, 14 — в карбонатном цементе)

афанитовыми породами плейчатой текстуры со следами течения. Они облекают, а также включают обломки подстилающих пород и рассматриваются нами как гидротермальные образования [1]. В разрезе отмечены прослой гиалокластитов, а также силл долерита (см. фиг. 1). Контакт вулканогенно-осадочных пород с базальтами основания горы закрыт валунно-галечными делювиальными отложениями с обильными обломками рудных корок (осыпи). Возраст вулканогенно-осадочных пород, по данным нанофоссилиевого анализа (М. Г. Ушакова), миоцен-четвертичный, возможно, верхнемиоцен-четвертичный (см. фиг. 1). По данным других исследователей, — миоцен-плиоценовый.

Вулканогенно-осадочные породы горы Ампер содержат валунно-галечный материал с переменным количеством известняковых и базальтовых обломков; базальты изменены в разной степени. Связующая масса состоит из базальтового песка и мелкого гравия с примесью везикулярной, палагонитизированной гиалокластики. В качестве цемента присутствуют филлипсит и кальцит, образующие крустификационные корки на обломках. В верхней части разреза развиты фораминиферо-микритовые и органогенно-детритовые известняки, а также галечники, относящиеся к комплексу мелководных отложений.

В изученных нами разрезах на горе Жозефин непосредственно на базальтах, образующих скальные выходы на ее склонах, залегает брек-

чия, состоящая из обломков палагонитизированных и цеолитизированных базальтов. Эти породы покрывает известняковая толща, фораминиферо-кокколитовая с примесью раковинного детрита, в разной степени обогащенная примесью измененного базальтового материала часто песчаной размерности, неравномерно окрашенная бурыми окислами железа. Мощность толщи по данным, приведенным в работе [34], достигает 50 м. Результаты более детального изучения литологии и условий формирования подводных гор Атлантис, Ампер и Жозефин приведены в работе [1].

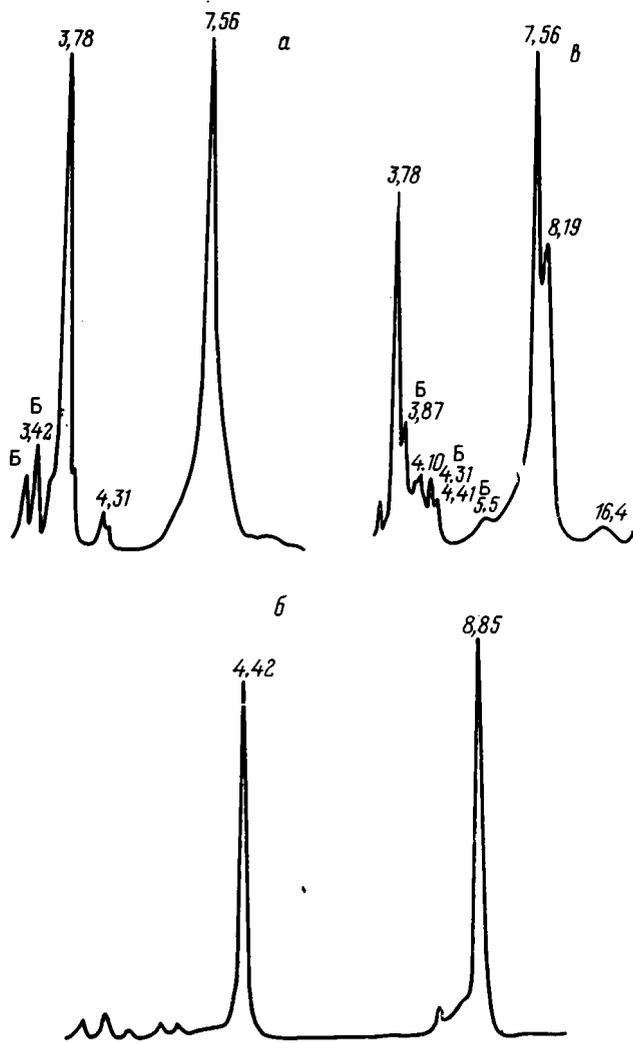
В целом для существенно карбонатной вулканогенно-осадочной толщи, залегающей на базальтах подводных гор, характерно присутствие обильного малоустойчивого силикатного материала, который может служить источником для вторичного минералообразования в обводненных порых и трещинах вмещающих карбонатных пород.

Вторичные минералы аутигенного комплекса, развитого в системе пор и трещин базальтов (филлипсит, минеральные разновидности группы гидроталькит-манассеита, кальцит, доломит, барит, места смектиты), распространены практически по всей мощности вулканогенно-осадочной толщи, достигающей в изученном разрезе горы Атлантис 1000—1200 м (см. фиг. 1). Таким образом, можно говорить о весьма значительных масштабах распространения продуктов вторичной минерализации базальтов в породах покрывающего их осадочного слоя. Часть из них присутствует в обломках переотложенных базальтов и образовалась в результате изменений этих пород. Поскольку вулканическая деятельность многих Восточно-Атлантических подводных гор закончилась в миоцене—плиоцене (8—16 млн. лет назад [1]), можно считать, что процессы вторичного минералообразования в базальтах происходили начиная с этого времени и продолжались до момента их размыва и переотложения в составе известняковой толщи миоцен-четвертичного возраста. Что касается вторичных минералов, выполняющих различные полости в известняках и гялокластитах, вмещающих базальтовые обломки, то развитие их происходило после отложения вулканогенно-осадочных пород.

**Кристаллохимическая и дифракционная характеристика изученных аутигенных минералов.** Среди изученных нами аутигенных минералов особого рассмотрения заслуживают минералы группы гидроталькит-манассеита. Во-первых, их широкое распространение среди продуктов вторичных изменений базальтов и вмещающих их пород впервые установлено авторами настоящей работы. Во-вторых, оказалось, что эти минералы представлены целой группой разновидностей, обладающих своеобразными структурными и кристаллохимическими характеристиками. Некоторые из них не были описаны в литературе. Поэтому целесообразно в краткой форме рассмотреть кристаллохимические особенности встреченных нами аутигенных минералов данной группы с указанием дифракционных критериев, с помощью которых можно их выявлять по данным рентгеновской дифрактометрии.

В литературе хорошо известны две политипные модификации с идеальным составом  $Mg_4Al_2(OH)_{12}CO_3 \cdot 3H_2O$  — гидроталькит и манассеит [3]. Основу структуры обоих политипов представляет совокупность положительно заряженных бруситовых слоев, между которыми располагаются анионы  $CO_3$  и молекулы воды [11].

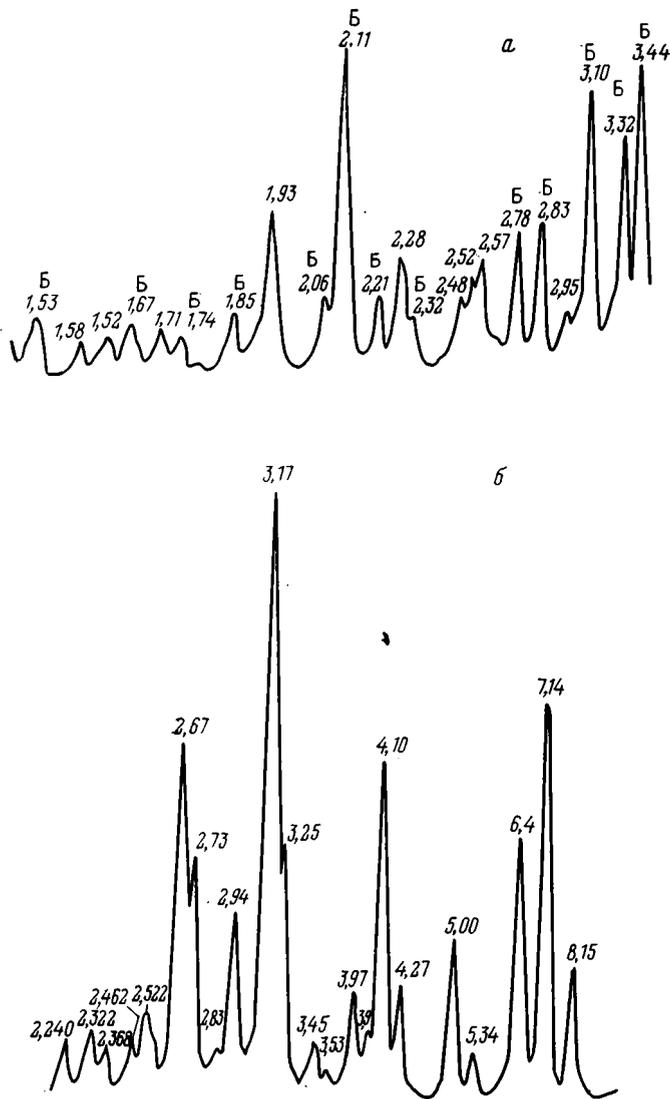
Гидроталькит характеризуется периодом повторяемости в три слоя и описывается ромбоэдрической ячейкой, а манассеит имеет период повторяемости в два слоя и описывается гексагональной ячейкой. Дифрактограммы гидроталькита и манассеита содержат целочисленную серию базальных отражений  $00l$ , среди которых выделяются два самых сильных с  $d$ , равными 7,56 и 3,78 Å. Для некоторых гидроталькитов наблюдались более высокие значения толщины пакетов (слой+межслой), достигающие 7,9 Å [7]. Принадлежность минерала к манассеиту или гидроталькиту устанавливается по положению и интенсивности рефлексов  $hkl$ , расположенных в области  $d$  от 2,65 до 1,5 Å. На фиг. 2, а показана дифрактограмма ориентированного препарата, содержащего гидроталькит.



Фиг. 2. Дифрактограммы ориентированных препаратов исследуемых минералов  
*a* —  $\text{CO}_3$ -гидроталькита; *б* —  $\text{SO}_4$ -гидроталькита; *в* — смеси  $\text{CO}_3$ -гидроталькита и упорядоченной смешанослойной 16,5 Å фазы

Хорошо видны сильные отражения с  $d$ , равными 7,56 и 3,78 Å. На фиг. 3, *a* приведен фрагмент дифрактограммы того же образца, в котором наряду с отражениями барита (они отмечены на дифрактограмме буквой Б) присутствуют отражения  $hkl$  гидроталькита. В табл. 2 для сравнения приведены экспериментальные  $d(hkl)$  и рассчитанные для ячейки с  $a = 3,045$  Å и  $c = 22,38$  Å.

До последнего времени практически все находки гидроталькита были связаны с серпентинитами [2, 4, 28]. В частности, они сравнительно широко распространены в гидротермально измененных ультраосновных породах [2, 4]. Возможность формирования гидроталькита как продукта вторичных изменений базальтового субстрата была продемонстрирована в экспериментах французских ученых [18, 32, 33]. Изучая в лабораторных условиях процесс взаимодействия базальтового стекла с морской водой, они установили, что при  $90^\circ\text{C}$  тонкий поверхностный слой образца быстро обогащается Mg и Al; по истечении 1 ч реакции синтезируется гидроталькит [32, 33]. Позднее [18] были описаны условия синтеза этой фазы при  $50^\circ\text{C}$  и отмечено при этом, что в процессе реакции Ca переходит в раствор, а Mg и  $\text{CO}_2$  экстрагируются из морской воды для синтеза



Фиг. 3. Дифрактограммы неориентированных образцов  
 а —  $\text{CO}_3$ -гидроталькита и барита (Б); б — Ва-содержащего  
 филлипсита

гидроталькита. Эти авторы рассматривают гидроталькиты в качестве предшественников слоистых силикатов.

Нами установлено, что гидроталькитоподобные минералы широко распространены как вторичные образования, заполняющие поры и трещины базальтовых обломков и вмещающих их карбонатных пород.

Недавно Т. Н. Соколовой и др. [8] впервые обнаружен ряд новых минеральных разновидностей из группы гидроталькит-манассеита в осадочных породах соленосных отложений купола Индер. Помимо манассеита ими было установлено существование новых минералов, в межслоевых промежутках которых содержатся анионы  $\text{SO}_4^{2-}$ . По высоте пакетов и составу межслоев можно выделить четыре разновидности: 1) разновидность с высотой пакетов, равной 8,85 Å, все межслои которой заполнены анионами  $\text{SO}_4$  и молекулами воды (в зависимости от упаковки последовательных слоев далее мы будем называть эту фазу  $\text{SO}_4$ -манассеитом или  $\text{SO}_4$ -гидроталькитом); 2) разновидность с высотой пакетов, равной 10,8—11,2 Å, у которой межслои структуры также заселены преимущественно анионами  $\text{SO}_4$  и молекулами  $\text{H}_2\text{O}$  (далее мы будем называть ее

Сравнение экспериментальных межплоскостных расстояний  $d_э(hkl)$  и рассчитанных  $d_p(hkl)$  для изученных минералов с ромбэдрическими (ром) и гексагональными (гек) ячейками

| CO <sub>3</sub> -гидроталькит |                 |                 | SO <sub>4</sub> -гидроталькит |                 |                 | Смесь 11 Å гидроталькита и 11 Å манассейта |                               |                               |                 |
|-------------------------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|--|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|
| <i>hkl</i>                    | $d_p, \text{Å}$ | $d_э, \text{Å}$ | <i>hkl</i>                    | $d_p, \text{Å}$ | $d_э, \text{Å}$ | $d_p, \text{Å}$                            | ( <i>hkl</i> ) <sub>ром</sub> | ( <i>hkl</i> ) <sub>гек</sub> | $d_э, \text{Å}$ |
| 102                           | 2,565           | 2,57            | 101                           | 2,63            | 2,63            | 2,64                                       | 100                           | 100                           | 2,64            |
| 009                           | 2,525           | 2,52            | 102                           | 2,54            | 2,57            | 2,61                                       | 102                           | —                             | 2,60            |
| 103                           | 2,490           | 2,48            | 103                           | 2,53            | 2,53            | 2,56                                       | 103                           | 102                           | 2,57            |
| 105                           | 2,278           | 2,28            | 104                           | 2,45            | 2,45            | 2,51                                       | 104                           | —                             | 2,51            |
| 108                           | 1,931           | 1,93            | 105                           | 2,36            | 2,36            | 2,48                                       | —                             | 103                           | 2,48            |
| 1010                          | 1,720           | 1,71            | 106                           | 2,27            | 2,276           | 2,45                                       | 105                           | —                             | 2,45            |
| 110                           | 1,522           | 1,525           | 107                           | 2,165           | 2,157           | 2,37                                       | 106                           | 104                           | 2,45            |
|                               |                 |                 | 108                           | 2,064           | 2,054           | 2,24                                       | 108                           | —                             | 2,39            |
|                               |                 |                 | 1010                          | 1,869           | 1,870           | 2,25                                       | —                             | 105                           | 2,28            |
|                               |                 |                 | 1011                          | 1,778           | 1,784           | 2,21                                       | 108                           | —                             | 2,24            |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 | 2,047                                      | 1010                          | —                             | 2,21            |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 | 2,007                                      | —                             | 107                           | 2,053           |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 | 1,966                                      | 1011                          | —                             | 2,003           |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 | 1,776                                      | —                             | 109                           | 1,970           |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 | 1,745                                      | 1014                          | —                             | 1,776           |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 | 1,670                                      | —                             | 1010                          | 1,745           |
|                               |                 |                 |                               |                 |                 |  |                               |                               | 1,670           |

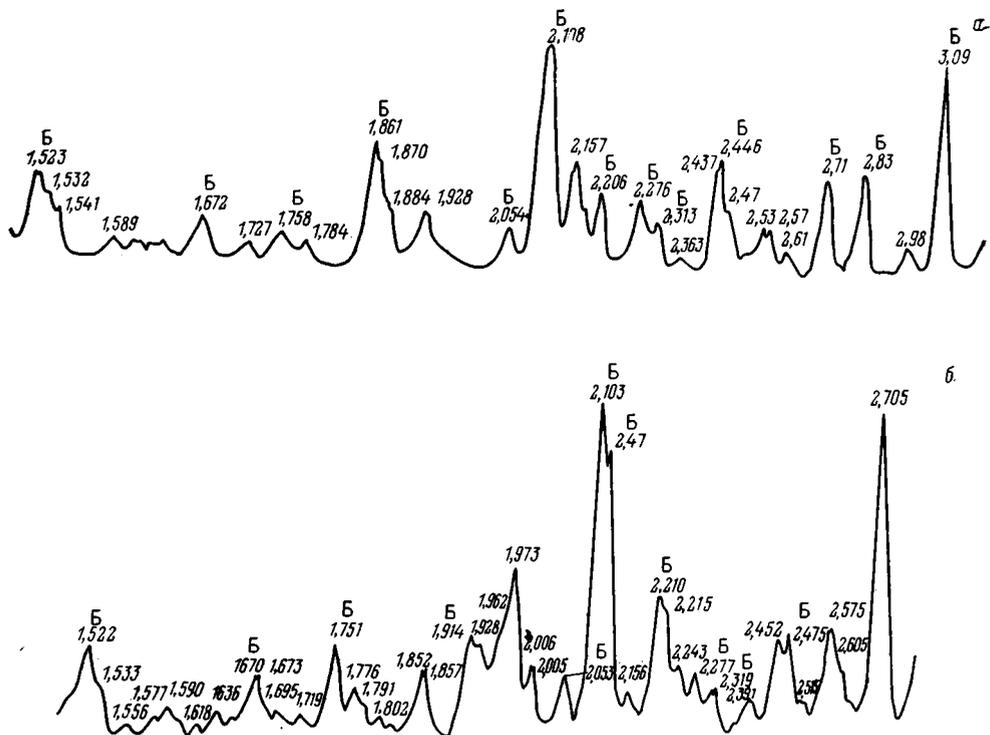
11 Å манассейтом или 11 Å гидроталькитом в зависимости от периода повторяемости бруситовых слоев); 3) смешанослойный минерал с  $d(001) = 16,4 \text{ Å}$ , в котором упорядоченно по закону *АВАВ* чередуются 7,56 и 8,85 Å пакеты, содержащие соответственно анионы CO<sub>3</sub> и SO<sub>4</sub>; 4) смешанослойный минерал с  $d(001) = 18,4 \text{ Å}$ , в котором упорядоченно чередуются 7,56 и 10,8 Å пакеты, содержащие соответственно анионы CO<sub>3</sub> и SO<sub>4</sub>.

Наличие каждой из перечисленных фаз прежде всего устанавливается по соответствующей серии базальных отражений, содержащихся на дифрактограммах от ориентированных препаратов.

Среди аутигенных минералов, заполняющих систему пор и трещин в переотложенных базальтовых обломках и вмещающих их породах, нами обнаружены все перечисленные выше минеральные разновидности. Более того, оказалось, что по своим тонким структурным особенностям минералы, содержащие SO<sub>4</sub> и являющиеся продуктами вторичной минерализации вулканогенно-осадочных толщ, отличаются от аналогичных по составу аутигенных минералов из соленосных отложений, описанных в работе [8]. Поэтому ниже приводится краткая дифракционная и структурная характеристики встреченных нами SO<sub>4</sub>-содержащих минералов из группы манассейт-гидроталькита (некоторые из них описываются впервые).

На фиг. 2, б приведена дифрактограмма, содержащая два сильных базальных рефлекса с  $d$ , равными 8,85 и 4,42 Å (фракция  $> 2,2 < 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Данные химического анализа подтверждают вывод о высоком содержании анионов SO<sub>4</sub> в образце (табл. 3). Анализ рефлексов *hkl* на дифрактограммах того же образца (фиг. 4, а) свидетельствует о том, что исследуемый минерал относится к SO<sub>4</sub>-гидроталькиту, т. е. характеризуется трехслойной ромбэдрической ячейкой с параметрами  $a = 3,05 \text{ Å}$  и  $c = 26,5 \text{ Å}$ . В табл. 2 сравниваются экспериментальные и рассчитанные для этой ячейки значения  $d(hkl)$ . В частности, периодичность в три слоя подтверждается наличием относительно сильных рефлексов с индексами 104, 107, 1010 и 1011, которые не совпадают с рефлексами барита, присутствующего в образце в качестве примеси. Структурная формула, рассчитанная по данным химического анализа, имеет вид  $[\text{Mg}_{3,91}\text{Al}_{2,09}](\text{OH})_{12} \cdot (\text{SO}_4)_{0,83}(\text{CO}_3)_{0,21}n\text{H}_2\text{O}$ . Присутствие анионов CO<sub>3</sub> скорее всего связано с примесью CO<sub>3</sub>-гидроталькита.

Следует отметить, что ранее SO<sub>4</sub>-гидроталькит с бруситоподобными слоями состава  $\text{Mg}_{1-x}\text{Al}_x(\text{OH})_2$  и периодом повторяемости  $c = 26,5 \text{ Å}$  не



Фиг. 4. Дифрактограммы неориентированных образцов  
 а —  $\text{SO}_4$ -гидроталькита и барита (Б); б — смесь 11 Å  $\text{SO}_4$ -гидроталькита, 11 Å  $\text{SO}_4$ -манассента и барита

был описан среди природных соединений, хотя, по-видимому, был синтезирован в лабораторных условиях [26].

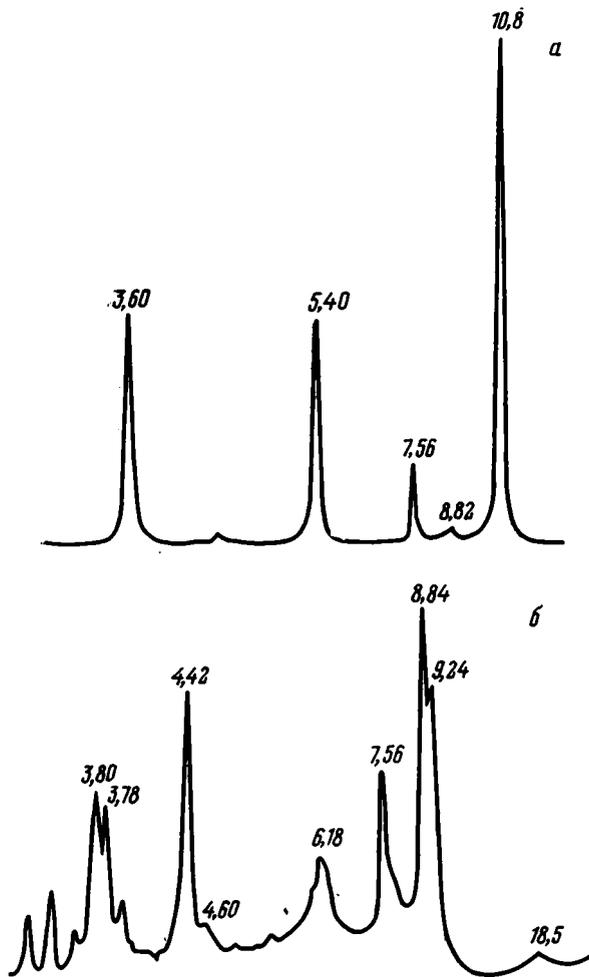
На фиг. 5, а приведена дифрактограмма от ориентированного препарата (образец фракции  $< 2,2 \text{ г/см}^3$ ), содержащая сильные базальные рефлексы с  $d$ , равными 10,8; 5,4; 3,6 Å. Химический состав частиц, по данным микронзондового анализа, представлен главным образом  $\text{MgO}$ ,

Таблица 3

Результаты химического анализа образцов, содержащих аутигенные минералы, %

| Оксиды  | $\text{SO}_4$ -гидроталькит | 11 Å * фаза | Вз-содержащий Филлипсит |           |
|---|-----------------------------|-------------|-------------------------|-----------|
|   |                             |             | обр. 533                | обр. 504  |
| $\text{SiO}_2$                                | 1,73                        | 0,12        | 48,76                   | 43,98     |
| $\text{TiO}_2$                                | 0,12                        | —           | 0,20                    | 0,12      |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$                       | 17,12                       | 29,64       | 16,86                   | 19,42     |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$                       | 0,98                        | —           | 1,62                    | 0,85      |
| $\text{FeO}$                                  | Нет                         | 0,16        | Нет                     | Нет       |
| $\text{MnO}$                                  | 0,01                        | Не опр.     | 0,02                    | 0,01      |
| $\text{MgO}$                                  | 25,94                       | 46,21       | Нет                     | 1,12      |
| $\text{CaO}$                                  | 0,06                        | 0,02        | 2,82                    | 2,51      |
| $\text{BaO}$                                  | Нет                         | Нет         | 2,50                    | 2,50      |
| $\text{P}_2\text{O}_5$                        | 0,12                        | —           | 0,04                    | 0,04      |
| $\text{Na}_2\text{O}$                         | 0,12                        | Не опр.     | 4,66                    | 5,85      |
| $\text{K}_2\text{O}$                          | 0,26                        | »           | 5,72                    | 5,53      |
| $\text{H}_2\text{O}^- + \text{H}_2\text{O}^+$ | 30,07                       | »           | 7,47+7,96               | 9,71+6,72 |
| $\text{CO}_2$                                 | 1,40                        | »           | 0,51                    | Нет       |
| $\text{SO}_3$                                 | 11,68                       | 19,14       | Нет                     | »         |
| $\text{Cl}$                                   | 0,06                        | Не опр.     | »                       | »         |
| $\text{S}$                                    | 1,32                        | »           | »                       | »         |
| $\text{C}$                                    | 0,44                        | »           | 0,21                    | 0,31      |

\* Анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе «Камебакс».



Фиг. 5. Дифрактограммы ориентированных препаратов, содержащих базальные отражения от смесей 10,8 Å  $\text{SO}_4$ -гидроталькита и  $\text{CO}_3$ -гидроталькита (а),  $\text{SO}_4$ -гидроталькита,  $\text{CO}_3$ -гидроталькита и упорядоченного смешанослойного 18,5 Å минерала (б)

$\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SO}_3$  (см. табл. 3). Значения  $d_p(hkl)$ , рассчитанные для ромбоэдрической ( $c=32,4$  Å) и гексагональной ( $c=21,6$  Å) элементарных ячеек, сравнивались с  $d_s(hkl)$ , зарегистрированными на дифрактограмме неориентированного препарата (см. фиг. 4, б, табл. 2). Несмотря на наличие барита, удалось четко установить, что в образце присутствует смесь двух политипных модификаций — гексагонального 11 Å манассейта и ромбоэдрического 11 Å гидроталькита. Оба политипа установлены впервые, так как 11 Å фаза, обнаруженная Т. Н. Соколовой с соавторами, характеризовалась периодом повторяемости в один слой. Отметим, что основное отличие 11 Å  $\text{SO}_4$ -содержащих минералов от 8,85 Å разновидностей связано с появлением в межслоях дополнительных молекул  $\text{H}_2\text{O}$ . Более строгое обоснование рассматриваемых структурных моделей будет приведено в другой публикации авторов.

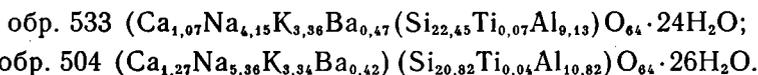
На фиг. 5, б показана дифрактограмма от ориентированного препарата (фракция  $<2,2$  г/см<sup>3</sup>), содержащая три серии базальных отражений. Первая серия обусловлена присутствием гидроталькита (рефлексы с  $d=7,56$  и 3,78 Å). Вторая серия представлена рефлексами с  $d$ , равными 8,84 и 4,42 Å и свидетельствует о наличии  $\text{SO}_4$ -гидроталькит-манассейта. Третья серия отражений с  $d$ , равными 18,5; 9,24; 6,18; 4,60 и 3,70 Å, обусловлена присутствием в образце упорядоченного смешанослойного минерала, в котором 7,56 Å  $\text{CO}_3$ -содержащие пакеты чередуются с 10,94 Å

SO<sub>4</sub>-содержащими пакетами (по закону *ABAB*), формируя периодичность в 18,5 Å.

На фиг. 2, *a* приведена дифрактограмма от ориентированного образца, содержащая наряду с отражениями 001 гидроталькита, базальные рефлексы с периодом  $d(001) = 16,4$  Å. Структура этой фазы образована упорядоченным чередованием 7,56 и 8,85 Å пакетов соответственно с анионами CO<sub>3</sub> и SO<sub>4</sub> в межслоевых промежутках.

Как указывалось выше, другим широко распространенным аутигенным минералом, заполняющим поровые пространства базальтовых обломков, является Ва-содержащий филлипсит. Для образцов 533-1 и 503-4 был выделен ряд плотностных фракций, для каждой из которых регистрировались рентгеновские дифракционные картины. Заметных различий в числе рефлексов, их положении и относительной интенсивности на дифрактограммах разных фракций не наблюдалось. Типичная дифракционная кривая мономинерального цеолита приведена на фиг. 3, *б*. По положению рефлексов можно заключить, что исследуемый цеолит представлен филлипситом. Однако распределение относительных интенсивностей рефлексов является промежуточным между тем, которое должно наблюдаться для филлипсита и Ва-содержащего цеолита-гармотома. Действительно, на дифрактограмме филлипсита отражение с  $d(020) = 7,14$  Å должно быть значительно сильнее отражений с  $d$ , равными 8,1 и 6,4 Å.

На дифрактограмме гармотома отражение с  $d(110) = 6,4$  Å вдвое сильнее рефлексов с  $d$ , равными 7,16 и 8,1 Å. Как видно на фиг. 3, *б*, распределение интенсивностей рассматриваемой группы рефлексов на дифрактограмме исследуемого цеолита является промежуточным между приведенными выше двумя случаями. На этом основании можно считать, что исследуемый цеолит представлен Ва-содержащим филлипситом. Этому не противоречат данные химического анализа, приведенные в табл. 3, а также рассчитанные на их основе структурные формулы:



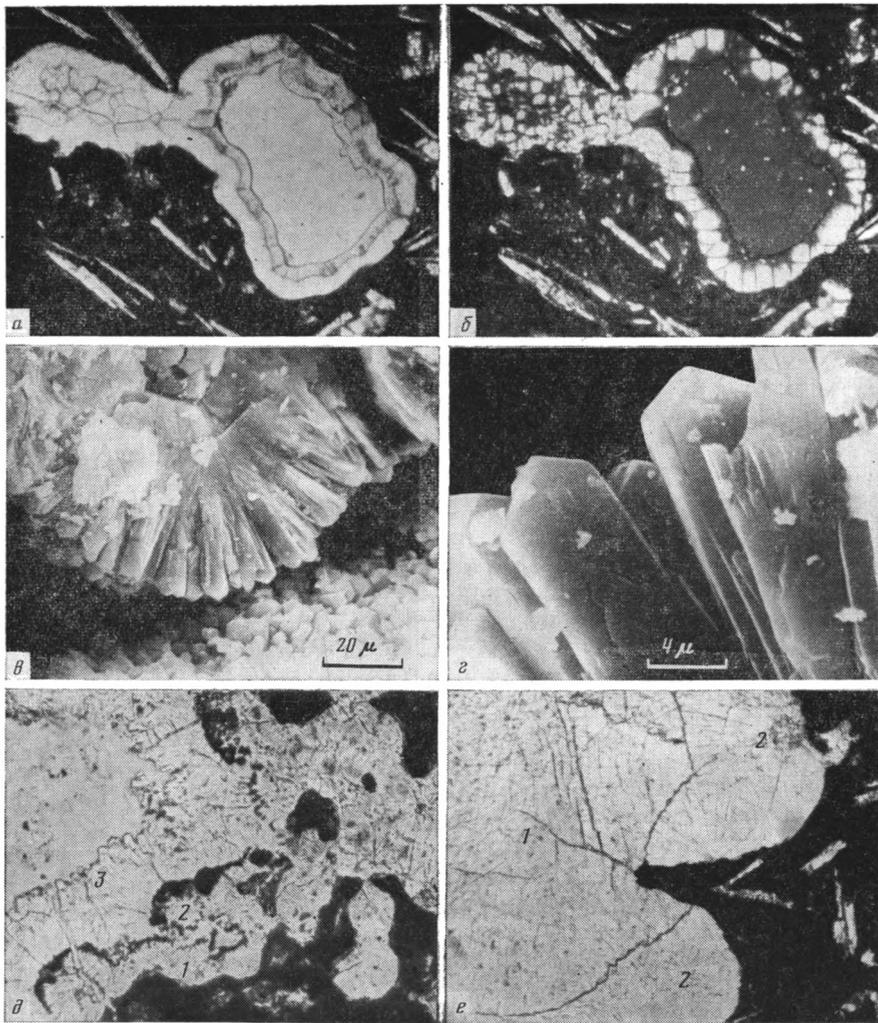
Вместе с тем нельзя полностью исключить возможность того, что изученные образцы в действительности представляют механическую смесь филлипсита и гармотома, поскольку межплоскостные расстояния наиболее сильных отражений обоих минералов имеют очень близкие значения. В дальнейшем мы будем исходить из предположения, что исследуемый цеолит представлен Ва-филлипситом.

**Вторичные минералы в порах и трещинах базальтовых обломков вулканогенно-осадочных пород.** В базальтах и базальтовых обломках вулканогенно-осадочной толщи минералы аутигенного комплекса кристаллизуются на стенках газовых пузырей, пор, в интерстициях основной массы, а также в извилистых трещинах, соединяющих поры. В порах может присутствовать один минерал, кристаллизующийся на стенках, или выполняющий целиком поровое пространство с образованием мономинеральной миндалины. Значительно чаще наблюдается не одна, а несколько оболочек, сложенных разными аутигенными минералами. В этом случае образующиеся миндалины имеют зональное строение.

Последовательность кристаллизации аутигенных минералов внутри порового пространства с образованием ряда мономинеральных оболочек может быть выявлена при сопоставлении разных типов заполнения пор, наблюдаемых в прозрачных шлифах с помощью поляризационного и сканирующего электронного микроскопов.

1. Филлипситовые миндалины. Имеют одну или несколько концентрических оболочек разного строения.

А — полые миндалины с тонкой двухслойной оболочкой размером до 0,05 мм (фиг. 6). Первый слой, покрывающий стенки пор, состоит из бесцветных мелких кристаллов и сферических сростков. При одном николе иногда различаются реликты колломорфной структуры (см. фиг. 6, *a*).



Фиг. 6. Вторичные минералы в порах и трещинах базальтовых обломков *a* — полые миндалины с тонкой двухслойной оболочкой филлипсита. Без анализаторов, увел. 150; *b* — то же, николи скрещены; *в* — полые миндалины с оболочкой крупнокристаллического филлипсита. Виден контакт с субстратом (измененный базальт стенки поры). Сканирующий электронный микроскоп; *г* — то же, деталь кристаллической оболочки; *д* — поры и трещины, частично или полностью выполненные филлипситом. Наблюдаются кристаллические оболочки (1—3). На границе раздела прерывистая кайма гидроокислов Fe и Mn. Без анализатора, увел. 150; *e* — кальцитовая миндалины. Кальцит 1 замещает более раннюю оболочку, состоящую из радиально-лучистых сростков филлипсита 2

В скрещенных николях видна кристаллическая структура оболочки, кристаллы слабоанизотропные, имеют темно-серые цвета интерференции и волнистое угасание. Хорошо видны крестообразные фигуры поляризации, характерные для коллоидных образований, особенно отчетливые в сферических сростках (см. фиг. 6, б). С помощью рентгеновской дифракции в кристаллической фазе первой оболочки установлены рефлексы Ba-содержащего филлипсита. Все эти данные позволяют предположить, что формирование филлипсита тонкого первого слоя связано с раскристаллизацией аморфного кремнезема с участием Na, K, Ca и Al, выделяющихся в поровое пространство при взаимодействии базальта с поровыми водами. Второй слой состоит из бесцветных тонких идиоморфных, призматических кристаллов Ba-содержащего филлипсита, плотно прилегающих друг к другу, изотропных. Граница с первым филлипситовым

слоем четкая (см. фиг. 6, а, б). Все эти признаки свидетельствуют о кристаллизации филлипсита второго слоя преимущественно из растворов, циркулирующих в системе пор и трещин базальта, являющегося источником вещества для вторичного минералообразования. В еще большей степени это относится к филлипситу следующих типов миндалин.

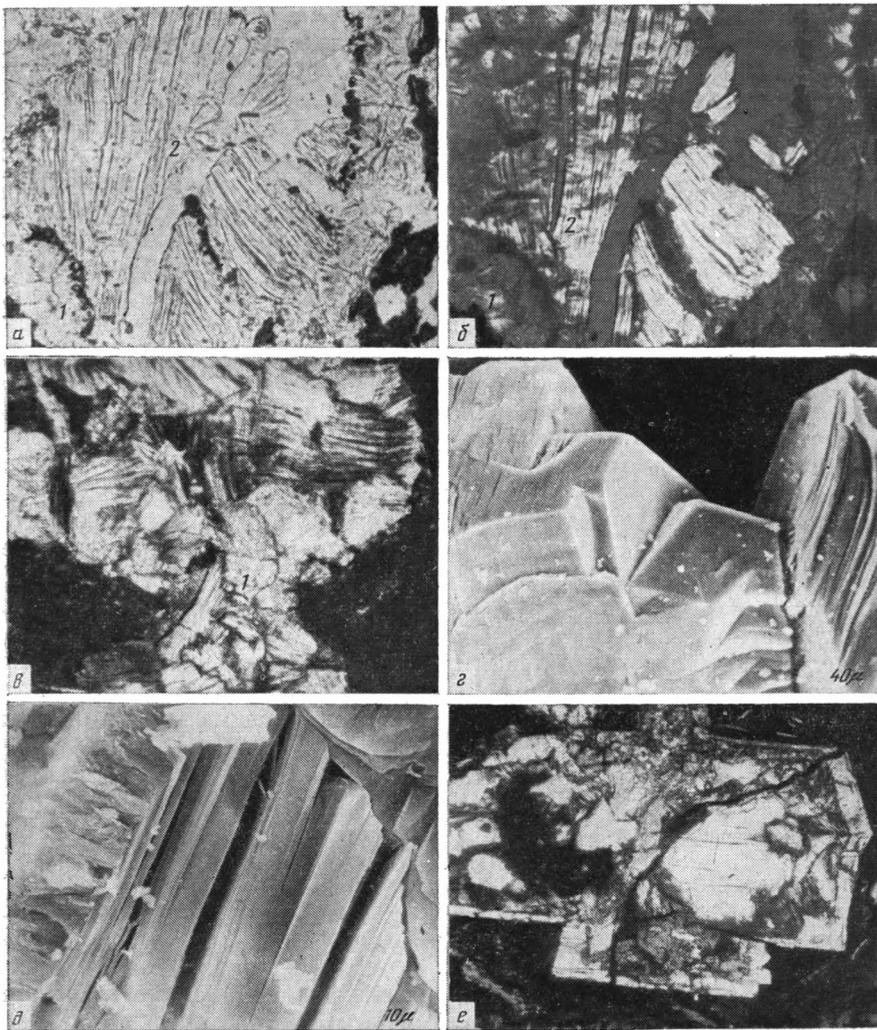
Б — полые миндалины с оболочкой крупнокристаллического филлипсита. Идиоморфные призматические кристаллы размером 0,1—0,3 мм с пирамидальными окончаниями образуют веерообразные и радиально-лучистые сростки, примыкающие друг к другу с образованием плотной оболочки толщиной порядка 0,3—0,5 мм. Кристаллы чистые, водяно-прозрачные, растущие в свободном пространстве. На фиг. 6, в хорошо виден четкий контакт цеолитовой оболочки с субстратом — измененным базальтом стенки поры. Кристаллы филлипсита обладают высокой окристаллизованностью (см. фиг. 6, з).

В — цеолитовые миндалины более сложного строения, в которых присутствуют две оболочки крупнокристаллического филлипсита (см. фиг. 6, д). В ряде случаев на поверхности первой оболочки наблюдается разделяющая их кайма, местами прерывистая, темно-бурых колломорфных гидроокислов Fe и Mn, покрывающих и частично замещающих кристаллы филлипсита. Ее присутствие позволяет предполагать, что двухступенчатый процесс кристаллизации филлипсита первой и второй оболочек разделен временным интервалом.

2. Цеолит-кальцитовые и кальцитовые миндалины. Внутренние полости в миндалинах с одной или двумя оболочками филлипсита часто заполнены крупнокристаллическим кальцитом с образованием цеолит-кальцитовых миндалин размером до 1—2 мм (см. фиг. 6, е). Местами контакты кальцита с филлипситом активные: кальцит образует псевдоморфозы по филлипситу, замещая отдельные кристаллы, иногда часть оболочки или небольшие радиально-лучистые сростки. Кальцит, кристаллизующийся в полости, оставшейся незаполненной после образования оболочки филлипсита, ксеноморфен по отношению к этому минералу. Отмечены также чисто кальцитовые миндалины при заполнении пузырей, пор в интерстициях основной массы базальта, а также пустот, образованных при выщелачивании крупных вкрапленников плагиоклаза.

3. Миндалины, содержащие ассоциацию цеолита и гидроталькитоподобных минералов или только гидроталькитоподобные минералы<sup>2</sup>. В цеолит-гидроталькитовых миндалинах параллельно-пластинчатые блоки и веерообразные агрегаты кристаллов гидроталькитоподобных минералов выполняют внутреннюю часть миндалин, отороченных цеолитовой оболочкой, состоящей из радиально-лучистых и сферических сростков кристаллов филлипсита. Границу между двумя типами минералов маркируют рудные включения и тонкие корочки колломорфных гидроокислов Fe и Mn, выделяющиеся на поверхности цеолитовой оболочки при кристаллизации филлипсита. Соотношения минералов и разделяющая их рудная каемка видны на фиг. 7, а, б. Они свидетельствуют о том, что гидроталькитоподобные минералы кристаллизуются в оставшейся незаполненной после образования филлипсита центральной части поры. Хорошо видно, что эти минералы могут кристаллизоваться и в порах, и в извилистых трещинах, свободных от других аутигенных минералов. В этом случае образуются «гидроталькитовые» миндалины. При частичном заполнении возникают сноповидные, веерообразные и радиально-лучистые стростки пластинчатых кристаллов, растущих в свободном пространстве. В случае плотной упаковки масса из гидроталькитоподобных минералов имеет мозаичное строение и состоит из отдельных, различно ориентированных блоков параллельно-пластинчатых кристаллов (см. фиг. 7, в).

<sup>2</sup> В дальнейшем всю группу гидроталькит-манассента и родственных им минералов для краткости будем называть гидроталькитоподобными минералами.



**Фиг. 7.** Цеолит-гидроталькитовые и гидроталькитовые миндалины  
**а** — цеолит-гидроталькитовая миндалина. Первая оболочка из радиально-лучистых сростков филлипсита *1*; внутренняя часть сложена параллельно-пластинчатыми агрегатами гидроталькитоподобных минералов *2*. Граница между двумя типами минералов маркируется выделениями гидроокислов Fe и Mn (черные пятна). Без анализатора, увел. 200; **б** — то же, николи скрещены; **в** — гидроталькитовая миндалина, состоящая из различно ориентированных кристаллических агрегатов. Присутствуют отдельные крупнокристаллические кристаллы кальцита *1*. Николи скрещены, увел. 150; **г** — детали строения кристаллических агрегатов гидроталькитоподобных минералов, состоящих из псевдогексагональных пластинчатых кристаллов. На фиг. **д** слева виден контакт с оболочкой филлипсита. Сканирующий электронный микроскоп; **е** — частичное замещение крупного вкрапленника плагиоклаза сноповидными агрегатами гидроталькита (темные пятна). Николи скрещены, увел. 150

Детали строения кристаллических агрегатов, выполняющих миндалины, и морфология отдельных кристаллов гидроталькитоподобных минералов видны под электронным микроскопом (см. фиг. 7, *г, д, е*).

Параллельно-пластинчатые агрегаты или блоки состоят из пластин гексагонального габитуса. Они плотно примыкают друг к другу (см. фиг. 7, *г*) или разделены трещинами отдельности (см. фиг. 7, *д*). При больших увеличениях виден контакт этих пластин с филлипситовой (?) оторочкой поры (см. фиг. 7, *д*): пластинчатые кристаллы гидроталькита при кристаллизации выполняли свободное пространство, оставшееся внутри поры после образования филлипситовой оболочки. На фиг. 7, *д* хорошо видна различная ориентировка отдельных блоков гидротальки-

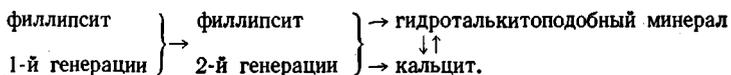
та, объясняющая мозаичное заполнение поры: рост кристаллов каждого блока начинался на разных частях стенки поры, которые служили затравкой для кристаллизации.

Следует выделить также «гидроталькит»-кальцитовые и кальцит-гидроталькитовые миндалины, в которых в разных количественных соотношениях присутствуют оба минерала. К числу последних можно отнести миндалину, представленную на фиг. 7, в, в которой наряду с параллельно-пластинчатыми агрегатами (блоками) гидроталькитоподобных минералов присутствуют крупные кристаллы и небольшие сростки кальцита. Кристаллизация обоих минералов происходила практически в одном временном интервале, что позволяет рассматривать их как конкурентные аутигенные образования, выполняющие свободное пространство пор. Вместе с тем наблюдаются отдельные случаи замещения гидроталькитоподобных минералов кальцитом (возможно, магниальным кальцитом или доломитом). При этом веерообразные сростки и пучки пластинчатых кристаллов гидроталькитоподобных минералов оказываются замещенными карбонатным минералом с сохранением структуры сростков исходных кристаллов.

Важно отметить, что доломит в подчиненных количествах присутствует в гидроталькит-кальцитовых миндалинах в виде агрегатов кристаллов ромбической формы.

На фиг. 7, е гидроталькит замещает крупный сдвойникованный фенокристалл плагиоклаза.

В целом, согласно наблюдениям по всему разрезу вулканогенно-осадочной толщи горы Атлантис и других гор, последовательность кристаллизации вторичных минералов в системе пор и трещин может быть выражена в виде следующего ряда:



В пределах порового пространства этот ряд не всегда реализуется полностью. Довольно часто, особенно при заполнении мелких пор, образуются мономинеральные миндалины: филлипситовые, кальцитовые, гидроталькит-маннасеитовые. Широко распространены двух-, иногда трехзональные миндалины филлипсита (см. фиг. 6, 7). Отметим сравнительно редкое присутствие в миндалинах в качестве самой ранней оболочки зеленого глинистого минерала — смектита, в редких случаях выполняющего пузыри и, по-видимому, являющегося продуктом раскристаллизации хлорофейта (?). Хлорофейт, по данным И. М. Симановича и др. [6], образуется на последних стадиях кристаллизации базальтового расплава и отделен во времени от рассматриваемого нами комплекса минералов, выполняющих поры и трещины. В случае присутствия хлорофейтовой оболочки в порах ее, по-видимому, следует рассматривать как субстрат при кристаллизации филлипсита, кальцита, гидроталькитоподобных минералов, барита. Последний встречается в порах совместно с гидроталькитом и родственными ему фазами и образует мелкие идиоморфные призматические кристаллы на стенках пор. Размер кристаллов достигает 0,04 мм по длинной оси; кристаллы бесцветные, с характерным высоким показателем преломления. Соотношения с другими минералами в порах и трещинах неясны.

**Вторичные минералы в карбонатной цементирующей массе конгломератов и гналокластитов.** Распространение комплекса вторичных минералов, включающего филлипсит, гидроталькитоподобные минералы, кальцит, доломит, иногда барит, не ограничивается базальтовыми обломками. По крайней мере первые три минерала широко развиты в известняках, обогащенных переотложенным материалом базальтов и являющихся связующей массой конгломератов. В разрезе горы Атлантис развитие этих минералов отмечено почти по всей толще вулканогенно-осадочных пород; они широко развиты и в карбонатных породах гор Ампер и Жозефин. Местами наиболее интенсивной локализации вторичных минера-

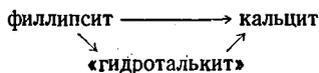
лов в известняках являются скопления базальтовых обломков и гиалокластиков.

*Филлипсит* выполняет трещины, секущие обломки базальта и продолжающиеся во вмещающих известняках; образует кристаллические корки на поверхности песчано-галечных обломков базальта и гиалокластита. Корки состоят из идиоморфных призматических кристаллов размером до 0,1—0,3 мм, а также веерообразных и радиально-лучистых сростков. При интенсивной кристаллизации филлипсита в базальтовом материале песчаной размерности наблюдается обильный цемент крустификационного типа. В порах известняков филлипсит местами образует сростки идиоморфных призматических кристаллов.

Практически те же формы выделения свойственны *гидроталькитоподобным минералам* (выполнение извилистых микротрещин, секущих базальтовые обломки и продолжающихся во вмещающей породе; образование корок на поверхности обломков, цементация зерен в песчаниках и гиалокластитах с образованием крустификационного цемента). В порах карбонатной породы наблюдаются сферические сростки пластинчатых кристаллов.

*Вторичный кальцит* присутствует в прожилках и порах выщелачивания карбонатных пород, в цементе песчаников и гиалокластитов в виде относительно крупнокристаллических агрегатов. В микрито-фораминиферовом и органогенно-детритовом известняках наблюдается перекристаллизация карбонатных организмов. Характерно выделение вторичного кальцита на стенках пор и трещин в виде инкрустационных корок.

Последовательность выделения вторичных аутигенных минералов в породах вулканогенно-осадочной толщи, как показывают наблюдения под микроскопом, практически та же, что и в системе пор и трещин базальтов:



Однако в ряде случаев кальцит, выполняющий секущие трещинки в базальтовых обломках, выделяется позже ранее образованных радиально-лучистых сростков кристаллов гидроталькитоподобных минералов, которые росли в свободном пространстве поры. Местами кальцит замещает филлипсит, образуя псевдоморфозы по призматическим кристаллам и сросткам этого минерала. Подобные замещения, как было отмечено выше, довольно часто встречаются и в порах базальтовых обломков.

Для ориентировочной оценки интенсивности развития вторичной минерализации в обломочном базальтовом материале, а также в известняковой цементирующей массе нами были определены содержания филлипсита, кальцита и гидроталькитоподобных минералов для образцов, отобранных по разрезу гор Атлантис и Ампер. Определения выполнялись путем подсчетов под микроскопом, по весу мономинеральных фракций и по содержанию  $\text{CO}_2$  (для кальцита). Результаты приведены в табл. 4.

Немногочисленные данные, приведенные в табл. 4, свидетельствуют о довольно интенсивном развитии вторичных минералов в системе пористости вулканогенно-осадочных пород. Поэтому в большинстве случаев от 58 до 90% порового пространства в породе оказывается запечатанным вторичными минералами.

**Условия формирования вторичных минералов.** Широкое развитие вторичной минерализации в вулканогенно-осадочной толще, покрывающей базальты подводных гор, присутствие одного и того же комплекса аутигенных минералов как в обломочном материале базальтов, так и во вмещающих известняковых породах, убедительно свидетельствуют о связи вторичного минералообразования с низкотемпературными процессами взаимодействия пород с морской водой. В соответствии с этим в составе аутигенного комплекса установлено присутствие только одного цеолита — низкотемпературного филлипсита, обильные выделения которого характерны для рассматриваемых вулканогенно-осадочных пород. По

Содержания вторичных минералов в базальтовых обломках и карбонатном цементе вулканогенно-осадочных пород, %

|                                      | Толща | Номер образца      | Филлипсит |    | Гидроталькит |    | Кальцит |    | Пористость |            |
|--------------------------------------|-------|--------------------|-----------|----|--------------|----|---------|----|------------|------------|
|                                      |       |                    | 1         | 2  | 1            | 2  | 3       | 2  | общая      | остаточная |
| Гора Атлантис (обломочный материал)  | III   | 522-8              | —         | —  | 14           | 18 | 8,6     | 8  | 28         | 0—3        |
|                                      | II    | 513-4              | —         | —  | Не опр.      | 9  | 0,7     | —  | 10         | 1—9        |
|                                      |       | 503-4              | 9,5       | 11 | »            | 1  | 8,3     | 15 | 31         | 4—13       |
|                                      | I     | 503-3 <sup>a</sup> | Не опр.   | 34 | »            | 3  | Не опр. | 1  | 44         | 6          |
|                                      |       | 503-3              | »         | 33 | »            | —  | 4,5     | —  | 40         | 7          |
| Гора Ампер (цементирующий известняк) |       | 533-1 <sup>b</sup> | 11,5      | —  | —            | —  | —       | —  | —          | —          |

Примечания. Определения выполнены: 1 — по весу мономинеральной фракции; 2 — по данным микроскопии; 3 — по содержанию CO<sub>2</sub>.

данным изотопии кислорода измененных базальтов (лег 34 и 37 глубоководного бурения) установлено, что филлипсит, а также кальцит образуются при температуре придонной воды [27, 29, 30 и др.]. Хорошо известно также широкое развитие филлипсита в пелагических осадках океана [23, 31]. Примеры литификации карбонатных осадков при низких температурах после застывания базальтов приведены в работах [19] (Срединно-Атлантический хребет) и [24] (скважина глубоководного бурения 417 Д, на западе Северной Атлантики). В работе [19] установлено также широкое развитие филлипсита, цементирующего песчаные обломки измененного базальта.

Исходными материалами для вторичного минералообразования в вулканогенно-осадочной толще подводных гор Атлантис, Ампер и Жозефин являются главным образом измененные базальтовые обломки, а также гиадокластиты, на что указывают прежде всего особенности локализации аутигенных минералов (развитие их в самих базальтовых обломках, а также приуроченность к скоплениям обломочного материала в карбонатных породах). Наиболее обильные выделения аутигенных минералов, как правило, наблюдаются в скоплениях гиадокластитов, относительно легко разрушаемой морской водой.

Морская вода, циркулирующая в базальтах подводных гор и в покрывающих их вулканогенно-осадочных породах, основной фактор мобилизации, а также последующей фиксации химических элементов, участвующих во вторичном минералообразовании. Исследования обмена химическими элементами при низкотемпературном взаимодействии базальтов с морской водой [9, 14, 20] показали, что поведение главных элементов в этом процессе неоднозначно и может зависеть от местных условий. Тем не менее, используя сводные данные по многим работам [14], из числа главных элементов можно выделить элементы с устойчивой тенденцией к выносу (Si и Ca), накоплению (Fe, Mn, P, K, Ti, H<sub>2</sub>O), а также элементы, которые ведут себя неоднозначно (Na, Mg, Al). Последний выносится только при интенсивном выщелачивании породы.

Начальные стадии образования вторичных минералов, выполняющих поры и трещины в базальтовых обломках, связаны с выщелачиванием участков основной массы или вкрапленников циркулирующей морской водой. В измененных базальтах под микроскопом наблюдаются корродированные кристаллы плагиоклаза, частично замещенные филлипситом, чаще кальцитом или гидроталькитоподобными минералами. На фиг. 7, e показано замещение крупного фенокристалла одновременно кальцитом и гидроталькитоподобным минералом. В данном случае растворение плагиоклаза высокощелочной морской водой ведет к повышению концентрации элементов в поровом растворе, обогащенном Mg и K, кри-

сталлизации на месте вторичных минералов, практически с образованием псевдоморфоз.

Дальнейшее формирование вторичных минералов в системе трещиноватости происходит путем их кристаллизации из растворов, циркулирующих в породе. В синтезе филлипсита, который образует первую оболочку на стенках пор (см. фиг. 6, а, б), принимают участие наиболее подвижные элементы (Ca, Na, Si, а также Al и K). Источником последнего, как было показано в работе [20], является главным образом циркулирующая в породах морская вода. При интенсивном процессе выщелачивания базальта образуются две и даже три оболочки филлипсита, разделенные гонкой пленкой вкрапленников рудных компонентов (окислы Fe и Mn, см. фиг. 6, д).

Кальцит в порах базальтовых обломков кристаллизуется из растворов, относительно обогащенных кальцием в результате удаления ряда элементов в связи с кристаллизацией филлипсита. При этом образуются также псевдоморфозы кальцита из более раннему филлипситу (см. фиг. 6, е). В биогенно-детритовых известняках, вмещающих базальтовые обломки, наблюдается растворение и последующая кристаллизация вторичного кальцита, образующего прожилки и кристаллические корки в поровых полостях.

Гидроталькитоподобные минералы, как и кальцит, кристаллизуются из остаточного раствора, после образования филлипсита (см. фиг. 7, а, б). Синтез этих минералов осуществляется в том случае, когда в остаточном растворе в достаточных количествах присутствуют ионы Mg и Al. Переменный состав гидроталькит-манассеитов, содержащих анионные группы  $SO_4^{2-}$  или  $CO_3^{2-}$ , по-видимому, отражает различные соотношения этих компонентов в составе поровых вод; преобладание аниона  $SO_4^{2-}$ , поступающего из морской воды, или аниона  $CO_3^{2-}$ , обогащающего воды, циркулирующие в известняках. Таким образом, кристаллизация кальцита или гидроталькитоподобных минералов относится к постфиллипситовой стадии аутигенного минералообразования и зависит от колебаний состава поровых вод, который в свою очередь определяется местными условиями (составом исходного базальта, концентрацией элементов в растворах и т. д.). Гидроталькитоподобные минералы и кальцит, как правило, не встречаются в одних и тех же порах и трещинах и являются, как уже отмечалось, конкурентными аутигенными образованиями. Однако при интенсивном развитии процессов выщелачивания оба минерала заполняют одни и те же поры в базальтовых обломках (фиг. 7, в). Кальцит относительно более поздний и местами образует псевдоморфозы, замещающая сростки гидроталькитоподобных минералов.

Немногочисленные данные относительно форм выделения и соотношений барита с другими аутигенными минералами позволяют высказать лишь самые общие предположения относительно условий его кристаллизации. В литературе известны два источника бария, необходимого для образования аутигенного барита: подводная вулканическая деятельность — выщелачивание базальтовых лав морской водой [16], а также деятельность организмов с карбонатной и кремневой функцией, концентрирующих барий из морской воды [13]. При разрушении раковин этих организмов водами, циркулирующими в биогенно-детритовых известняках вулканогенно-осадочной толщи, барий поступает в поровые растворы и может фиксироваться в порах и трещинах в виде барита, обладающего крайне низкой растворимостью. Присутствие заметных количеств бария в растворах, циркулирующих в базальтах, косвенно подтверждается его вхождением в структуру вторичного филлипсита.

Установленная последовательность формирования вторичных минералов согласуется с результатами, полученными У. Вильдманом с соавторами [35] при изучении стабильности серпентинитов в почвах. Согласно их данным, в широком диапазоне концентраций, но при высокой щелочности ( $pH > 8$ ) Al находится в растворе в форме анионов  $AlO_2^-$ . При этом в процессе силикатообразования он занимает тетраэдрические позиции структуры. В изучаемых нами системах величина pH растворов ко-

лебалась в пределах 8—8,5, что благоприятствовало формированию филлипсита, основу структуры которого составляют тетраэдры, заселенные Si и Al. В то же время относительная закрытость пор и трещин обуславливает накопление в растворе соединений Mg и Al при сохранении высокой щелочности, что благоприятствует формированию бруситовых слоев, содержащих Mg и Al в октаэдрической координации. Эти авторы отмечают, что брусит должен быть нестабильным при  $pH < 8$ . Более того, он может существовать лишь при очень высоких концентрациях Mg в растворе, равных, например,  $25 \cdot 10^3$  ppm при pH 8,5. Необходимы также и достаточно высокие концентрации Al, чтобы при таких pH он мог участвовать вместе с Mg в формировании бруситоподобных слоев. Таким образом, высокая щелочность, интенсивное удаление из базальтов Mg и Al, относительная закрытость систем, мобилизация Mg, CO<sub>2</sub> и SO<sub>3</sub> из морской воды — вот те основные факторы, которые определили возможность образования гидроталькитоподобных минералов.

В заключение важно подчеркнуть, что процессы вторичного минералообразования в открытой системе пористости вулканогенно-осадочных пород, покрывающих базальты второго слоя, развиваются в подвижной среде путем обмена циркулирующей морской воды с вмещающей породой. В этих условиях минералообразующие элементы выщелачиваются из породы и поступают в поровый раствор. Однако повышенные их концентрации, необходимые для синтеза аутигенных минералов, могут возникать лишь в полужамкнутых поровых полостях, где и происходит кристаллизация этих минералов из насыщенных растворов. Важно подчеркнуть четкую последовательность кристаллизации как характерную особенность низкотемпературного вторичного минералообразования в вулканогенно-осадочных породах подводных гор.

#### Литература

1. Богданов Ю. А., Лисицына Н. А., Хворова И. В. К литологии некоторых подводных гор Восточной Атлантики.—Литология и полез. ископаемые, 1984, № 3, с. 3—19.
2. Максимович З. Гидроталькит из Тэлеша.—Зап. Серпского Геол. Друштва, 1962, с. 231—235.
3. Минералы: Справочник. Т. II, вып. 3. М.: Наука, 1967. 676 с.
4. Москалева В. Н., Иванова В. П. Минералы группы гидроталькита в серпентинитах.—Зап. Всес. минер. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 2, с. 172—184.
5. Мэтьюс Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу.—В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103—124.
6. Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. Сметиты и изотропные фазы в базальтах Северного Тимана.—Литология и полез. ископаемые, 1985, № 1, с. 31—40.
7. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. 164 с.
8. Соколова Т. Н., Дриц В. А., Степанова К. А., Александрова В. А. Новая разновидность манассеита в осадочных породах (соленосные отложения копола Индер).—Зап. Всес. минер. о-ва, 1984, ч. 113, вып. 1, с. 47—55.
9. Харин Г. С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океан.—Геохимия, 1978, № 7, с. 1040—1055.
10. Харин Г. С. Петрохимические особенности базальтов Атлантического океана и Норвежско-Гренландского бассейна.—Океанологические исследования, 1981, № 33, с. 77—96.
11. Aminoff G., Broome B. Contribution to the knowledge of the mineral pyroaurite.—Kgl. Swen. Vetenskapsakad., 1930, B. 9, № 5, S. 23—37.
12. Andrews A. J. Saponite and Celadonite in layer 2 basalts, DSDP leg 37.—Contrib. Miner. and Petrol., 1980, v. 73, № 4, p. 323—340.
13. Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and vulcanism in the ocean.—In: Progress in Oceanography, V. 3. L.: Pergamon Press, 1964, p. 7—22.
14. Aumento F., Mitchell W. S., Fratta M. Interaction between sea water and oceanic layer two as a function of time and depth. I Field evidence.—Canad. Mineralogist, 1976, v. 14, part 3, p. 269—290.
15. Bass M. N. Secondary minerals in oceanic basalts, with special reference to leg 34.—Deep-Sea Drill. Project. Initial Report of DSDP. Wash., 1976, v. 34, p. 393—432.
16. Church T. M. Marine barite. Ph. D. Thesis University of California at San Diego. 1970. 243 p.
17. Cronan D. S. Authigenic minerals in deep-sea sediments.—The Sea, 1974, v. 5, № 7, p. 491—525.
18. Crovisier J. L., Thomassin J. H., Noack Y. e. a. Experimental alteration of basaltic

- glasses by sea-water at 80–90° C. Hydroxycarbonates formation and their evolutions.— Proc. E. V. G. Strassbourg, 1983.
19. Garrison R. E., Hein J. R., Anderson T. F. Lillified carbonate sediment and zeolitic tuff in basalts, Mid-Atlantic Ridge.— *Sedimentology*, 1973, v. 20, № 3, p. 399–410.
  20. Hart R. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 9, № 3, p. 269–279.
  21. Honnorez J., Von Herzen B. P., Barrett T. J. e. a. Hydrothermal mound and young ocean Crust of the Galapagos: preliminary Deep-Sea Drilling Results. Leg 70.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, v. 1, p. 457–476.
  22. Juteau T., Noack Y., Whitechurch H., Courtois C. Mineralogy and geochemistry of alteration products in Holes 417 A and 417 D basement Samples. Leg 51.— Initial reports of DSDP. Wash., 1980, v. 51–53, part 2, 1273–1297.
  23. Lisitzina N. A., Butuzova G. Authigenic zeolites in the sedimentary Mantle of the World Ocean.— *Sediment. Geol.*, 1982, v. 31, p. 33–41.
  24. McKenzie J., Kelts K. R. A study of interpillow limestones from the M-zero anomaly. Leg 51, Hole 417D.— Initial Reports of DSDP. Wash. 1980, v. 51–53, part 2, p. 753–769.
  25. Melson W. G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments.— *Philosoph. Trans. Roy. Soc. L.*, 1971, v. 268, p. 423–441.
  26. Miyata Shigeo, Okada Akira Synthesis of hydrotalcite-like compounds and their physico-chemical properties. The systems  $Mg^{2+}-Al^{3+}-SO_4^{2-}$  and  $Mg^{2+}-Al^{3+}-CrO_4^{2-}$ .— *Clay and Clay Minerals*, 1977, v. 25, p. 14–18.
  27. Mühlenbachs K. Oxygen-isotope geochemistry of DSDP. Leg 34 basalts.— Initial Reports of DSDP. Wash., 1976, v. 34, p. 337–340.
  28. Scaini G., Passaglia E., Capedri S. Hydrotalcite di Tonzza (Vicenza) — *Period. mineral.*, 1967, № 1, p. 95–102.
  29. Scarfe C. M., Smith D. G. W. Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP Leg 37.— *Canad. J., Earth Sci.*, 1977, v. 14, № 4, part 2, p. 903–910.
  30. Seyfried W. E., Shanks W. C., Bischoff J. L. Alteration and Vien formation in site 321 basalts.— Initial Reports of DSDP. Wash., 1976, v. 34, p. 385–392.
  31. Stonecipher S. A. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments.— *Chem. Geol.*, 1976, v. 17, № 4, p. 307–318.
  32. Thomassin J. H., Touray J. C. Un mineral de neoformation precocelors de l'interaction entre verres volcaniques et eau de mer: l'hydrotalcite. Acter du colloque «Croissance, dissolution et deformation de Carbonates», Bordeaux. 1980, p. 429–438.
  33. Thomassin J. H., Touray J. C. L'hydrotalcite, un hydroxylcarbonate transitoire precocement forme lors l'interaction verre basaltique-eau demer.— *Bull. mineral.*, 1982, v. 105, № 3, p. 312–319.
  34. Wendt I., Kreuzer H., Muller P. e. a. K-Ar age of basalts from Great Meteor and Josephine seamounts (Eastern North Atlantic).— *Deep-Sea Res.*, 1976, v. 23, № 9, p. 849–862.
  35. Wildman W. E., Whittig L. D., Jackson M. L. Serpentine stability in relation to formation Fe-rich montmorillonite.— *Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, № 3–4, p. 587–602.

УДК 552.14 : 551.496

## ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ИЛОВЫХ ВОД

ГУРСКИЙ Ю. Н., КРУПНОВ И. И.

В статье впервые ставится и рассматривается вопрос о зональности химического состава иловых вод. При обобщении большого фактического материала по изменчивости состава иловых вод на фациальных профилях и геохимических полигонах во внутренних морях установлена закономерная зональность жидкой фазы донных отложений, которая отражает литолого-фациальную обстановку осадконакопления и диагенеза. Показана ведущая роль седиментационного и биогенного факторов в формировании химического состава иловых вод.

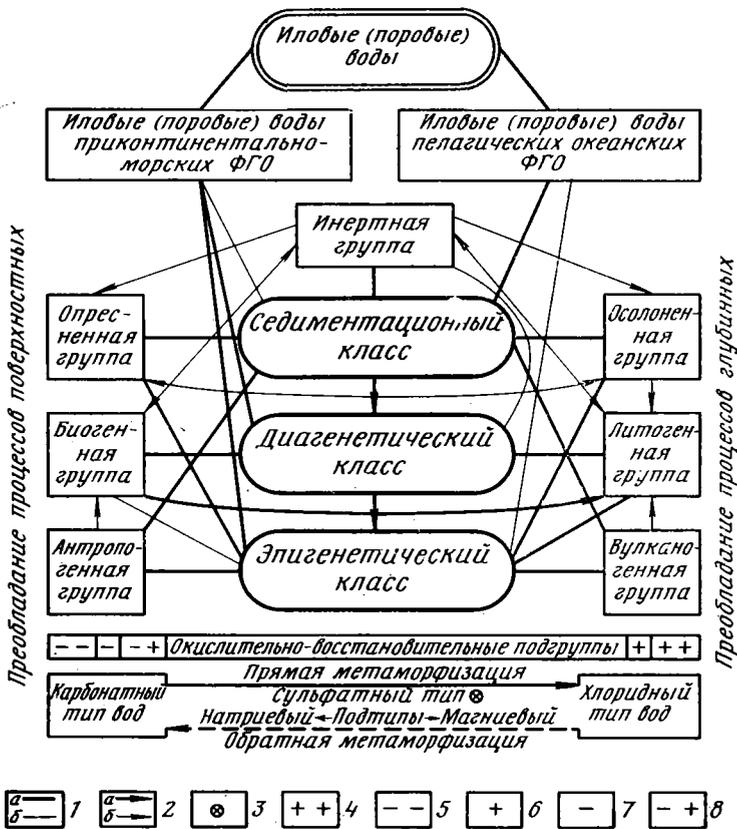
Проблемы зональности осадкообразования в океане имеют принципиальную важность, и не случайно им уделено большое внимание в работах наших ведущих литологов и геохимиков [2, 20, 24]. Несмотря на ряд спорных вопросов, в настоящее время большинство исследователей признает наличие в океанах и морях трех видов природной зональности: климатической, вертикальной и циркумконтинентальной, которые определяют главные особенности состава и распределения морских осадков.

Наряду с этими, основными видами зональности существуют и другие, более мелкие ее разновидности, обусловленные рельефом, тектоникой, расположением и характером источников сноса осадочного материала, гидродинамикой и биологической продуктивностью бассейнов, развитием тех или иных биоценозов и т. п. В конечном счете они являются региональным выражением основных видов зональности и чаще всего связаны с определенными фациями осадков.

Хотя зональность морских осадков детально исследуется уже многие годы, вопрос о зональности иловых вод, которые образуют в своей совокупности единую водную оболочку, пропитывающую донные отложения океана, по существу не ставился и практически не разработан. Однако и имеющийся материал по химическому составу иловых и поровых вод океанов и внутренних морей свидетельствует о значительной закономерной изменчивости их химического состава как по площади донных отложений, так и в их вертикальном профиле [4, 6, 7, 12, 26].

Выявление зональности седиментогенеза по химическому составу иловых вод может дать в руки литологов и палеогеографов новые критерии для решения генетических вопросов. Они могут явиться хорошей основой для разработки таких прикладных задач, как поиски нефти и газа на морском дне, выявление мест субмаринной разгрузки вод, тектонических нарушений и вулканогенных проявлений на дне морей и океанов, обнаружение районов, перспективных для рыбных промыслов, а также зон, подверженных антропогенному загрязнению.

В вопросе о зональности морских иловых вод следует отметить их главную генетическую особенность, заключающуюся в том, что в отличие от генетически разнородных компонентов осадка иловая вода обычно берет свое начало от морской воды, состав которой известен и, как правило, достаточно постоянен. Поэтому все последующие изменения в составе иловых вод определяются формой взаимодействия их с биогенными, терригенными, вулканогенными и прочими компонентами осадка, либо с «чужеродными» водами, внедрившимися в осадок. Вследствие этого в системе донных отложений развиваются различные химические и биохимические процессы, среди которых ведущую роль играют опреснение или осолонение иловых вод, сульфатредукция, катионный обмен и аутигенное минералообразование [7].



Фиг. 1. Фациально-генетическая классификация иловых (поровых) вод (генетическая ветвь)  
 1 — связи между таксонами разного уровня (а — главные, б — второстепенные); 2 — связи между таксонами одного уровня (а — главные, б — второстепенные); 3 — местоположение состава исходной морской воды; окислительно-восстановительные подгруппы: 4 — окисленная ( $E_{Pt} > 200$  мВ); 5 — восстановленная ( $E_{Pt} < -200$  мВ); 6 — слабоокисленная ( $E_{Pt} 0 \div 200$  мВ); 7 — слабовосстановленная ( $E_{Pt} -200 \div 0$  мВ); 8 — переменная; ФГО — фациально-генетические области

Анализ соотношения этих процессов и результатов их влияния на химический состав иловой воды был положен в основу групповой классификации иловых вод — важного таксономического звена в генетической ветви фациально-генетической классификации иловых вод, разработанной при геохимическом обобщении фактических данных [12]. Было выделено семь групп иловых вод: инертная, биогенная, литогенная, опресненная, осолоненная, вулканогенная, антропогенная. В соответствии со стадиями эволюции иловых (поровых) вод они подразделены на три класса: седиментационный, диагенетический, эпигенетический, которые представляют более крупный таксон, объединяющий ряд групп (фиг. 1).

Самым крупным таксоном классификации являются фациально-генетические области (ФГО). Различаются ФГО двух типов: 1) пелагические океанские, в которых захороненные в осадках воды океана в основном сохраняют свой состав неизменным, и 2) приконтинентально-морские, где поровые воды существенно преобразуются под влиянием процессов метаморфизации. Расчленение на ФГО основано как на генетическом, так и на региональном принципах.

Последний был положен также в основу фациально-зональной ветви указанной классификации иловых вод [12]. При детальном анализе материалов, собранных Ю. Н. Гурским с сотрудниками морской геохимической партии МГУ в Черном, Азовском, Каспийском, Белом, Баренцевом, Средиземном, Красном морях, Тихом и Индийском океанах (более 2000 проб иловой воды, в которых изучены макросостав, биогенные эле-

## Фациально-генетическая классификация иловых вод Фациально-зональная ветвь

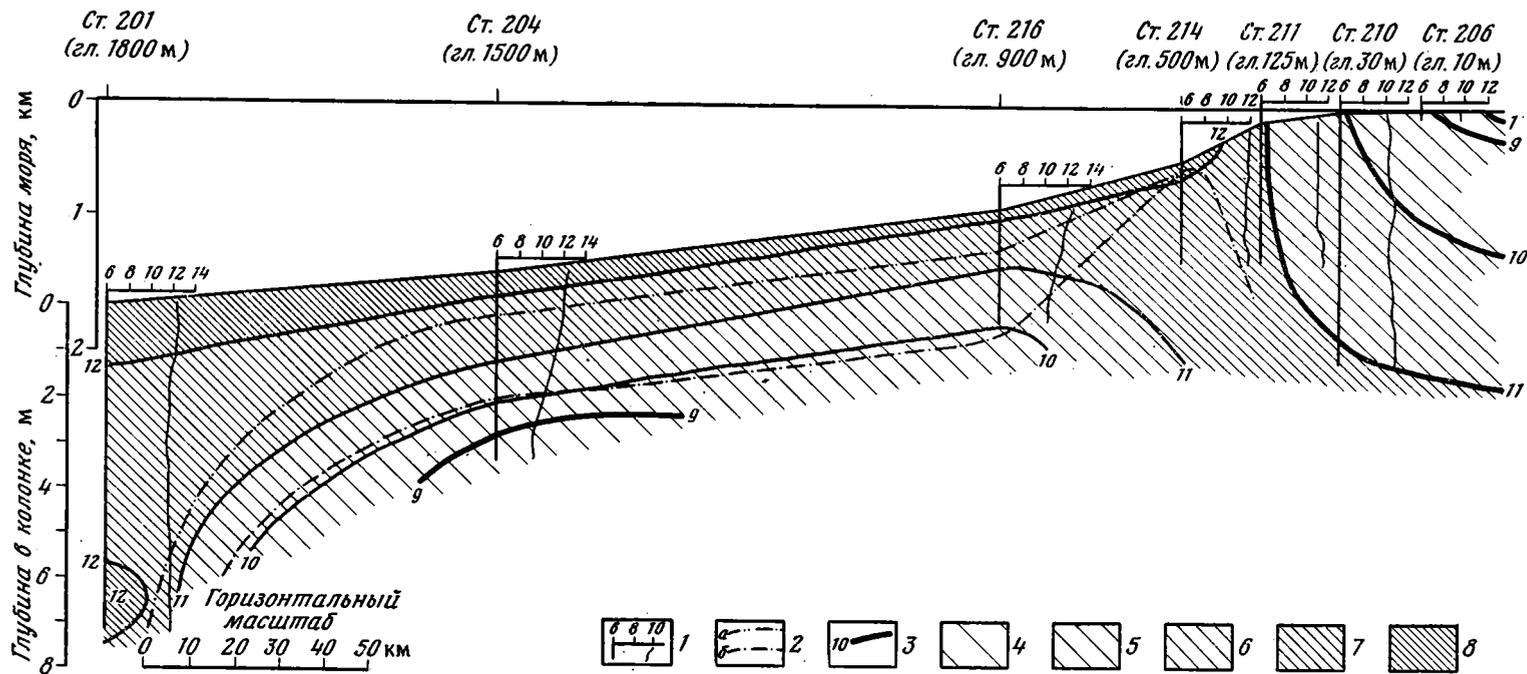
| Таксон                               | Индекс                | Наименование ФГО, зон и подзон                                      |
|--------------------------------------|-----------------------|---|
| Фациально-генетические области (ФГО) | ОП<br>ПМ              | Океанские пелагические<br>Приконтинентально-морские                 |
| Зоны                                 | 1                     | Глубоководных желобов и периферии материковых окраин в океане       |
|                                      | 2                     | Морской пелагиали (центральных впадин внутренних и окраинных морей) |
|                                      | 3                     | Пологого континентального склона и материкового подножия            |
|                                      | 4                     | Крутого континентального склона                                     |
|                                      | 5                     | Шельфа  |
|                                      | 6                     | Приустьевая зона морей (эстуариев)                                  |
|                                      | 7                     | Тектонической активности  |
| Подзоны                              | ак                    | Аккумуляции осадков   |
|                                      | рм                    | Размыва осадков   |
|                                      | уо                    | Устьев открытых   |
|                                      | уз                    | Устьев закрытых   |
|                                      | оп                    | Опреснения  |
|                                      | ос                    | Осолонения  |
|                                      | рп                    | Субмаринной разгрузки вод меньшей минерализации (более пресных)     |
|                                      | рс                    | Субмаринной разгрузки вод большей минерализации (более соленых)     |
|                                      | ап                    | Апвеллингов   |
|                                      | аз                    | Антропогенных загрязнений   |
|                                      | гт                    | Гидротермальных воздействий   |
| бк                                   | Базальтовых контактов |   |

менты, микроэлементы), и анализе данных по составу иловых и поровых вод, опубликованных в литературе [26, 29], было выделено семь зон и 12 подзон (фаций), каждая из которых по геоморфологическим, литологическим признакам и особенностям состава иловых вод имеет свою геохимическую специфику (табл. 1).

Наиболее существенные зональные изменения наблюдаются в приконтинентально-морских ФГО, охватывающих как внутренние моря, так и подводную окраину материков в океане. Они включают зоны с первой по шестую; последняя, седьмая зона характеризует участки дна с дизъюнктивными нарушениями, главным образом из рифтовых зон и зон современного вулканизма, где иловые воды претерпевают значительные изменения химического состава под воздействием гидротерм и на контакте с базальтами. Соответственно выделяются в зоне тектонической активности подзоны: гт и бк (см. табл. 1). Дополнительные материалы по химическому составу иловых вод из осадков океана, и в особенности из рифтовых зон, позволят в дальнейшем, по-видимому, уточнить и детализировать предложенную схему.

При генетическом анализе данных по составу иловых вод на основании указанной классификации может быть получена их фациально-генетическая характеристика, которая записывается в виде краткой формулы, содержащей в числителе — фациальную, а в знаменателе — генетическую характеристики проб иловой воды. Приведем в качестве примера фациально-генетические характеристики и состав иловых вод в колонках донных отложений из различных ФГО, зон и подзон (табл. 2).

При анализе материалов по внутренним морям установлены закономерные изменения химического состава иловых вод на фациальных профилях, пересекающих шельф, континентальный склон и материковое подножие. В этом направлении обычно повышаются хлорность и соленость иловых вод, что отражает гидрохимическую зональность вод бассейнов седиментации.



Фиг. 2. Распределение хлор-иона в иловых водах на фациальном профиле, пересекающем Рионский полигон Черного моря

1 — содержание  $\text{Cl}^-$ , г/л в колонках донных отложений; 2 — граница между современными и древнечерноморскими (а), а также древнечерноморскими и новоэвксинскими (б) отложениями; 3 — линии изоконцентраций хлор-иона; 4—8 — содержание  $\text{Cl}^-$  на профиле, г/л: 4 — <9; 5 — 9—10; 6 — 10—11; 7 — 11—12; 8 — >12

Фашиально-генетическая характеристика и химический состав иловых вод в колонках донных отложений

Таблица 2

| Горизонт, см | Возраст | pH | Eh, мВ | S, ‰ | Содержание ионов, мг-экв/кг |                               |                 |                  |                  |                 |                | Отношение ионов, $n \cdot 10^{-2}$ |                        |                        |                           | N <sub>NH<sub>4</sub><sup>+</sup></sub> , мг/л | Фашиально-генетическая характеристика |
|--------------|---------|----|--------|------|-----------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|---------------------------|--|---------------------------------------|
|              |         |    |        |      | Alk                         | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | Cl <sup>-</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | $\frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$           | $\frac{Ca^{2+}}{Cl^-}$ | $\frac{Mg^{2+}}{Cl^-}$ | $\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$ |  |                                       |
| 1            | 2       | 3  | 4      | 5    | 6                           | 7                             | 8               | 9                | 10               | 11              | 12             | 13                                 | 14                     | 15                     | 16                        | 17   | 18                                    |

## Поровые воды из фашиально-генетической области океанской пелагиали

Атлантический океан, скв. 10, глубина моря 4697 м [27]

|     |                |   |   |      |     |      |     |      |     |     |      |    |   |    |    |   |                  |
|-----|----------------|---|---|------|-----|------|-----|------|-----|-----|------|----|---|----|----|---|------------------|
| 47  |                | — | — | 35,0 | 2,9 | 53,9 | 547 | 23,5 | 99  | 464 | 11,3 | 10 | 4 | 18 | 24 | — | ОП               |
| 53  | P <sub>3</sub> | — | — | 35,6 | 2,9 | 53,9 | 556 | 24,5 | 102 | 469 | 11,0 | 10 | 4 | 18 | 24 | — | Г <sup>°</sup> И |
| 244 | P <sub>2</sub> | — | — | 35,0 | 3,1 | 52,9 | 547 | 24,5 | 99  | 472 | 10,7 | 10 | 4 | 18 | 25 | — | »                |
| 385 | K <sub>2</sub> | — | — | 35,2 | 2,3 | 51,0 | 550 | 24,9 | 98  | 470 | 11,5 | 9  | 5 | 18 | 25 | — | »                |
| 450 | K <sub>2</sub> | — | — | 35,4 | 2,9 | 53,5 | 553 | 20,0 | 99  | 478 | 10,5 | 10 | 4 | 18 | 20 | — | »                |

## Иловые воды из приконтинентально-морских фашиально-генетических областей

Иловые воды седиментационного класса

Красное море, ст. 5, глубина моря 2035 м

|         |                 |     |      |      |     |      |     |      |     |     |  |    |   |    |    |     |                       |
|---------|-----------------|-----|------|------|-----|------|-----|------|-----|-----|--|----|---|----|----|-----|-----------------------|
| 0—28    | Q <sub>IV</sub> | 7,5 | +443 | 41,4 | 2,0 | 64,8 | 651 | 23,8 | 125 | 568 |  | 10 | 4 | 19 | 19 | 1,0 | ПМ 2                  |
| 226—272 | »               | 7,7 | +25  | 41,5 | 1,8 | 66,2 | 653 | 23,5 | 123 | 572 |  | 10 | 4 | 19 | 19 | 0,8 | Г <sup>°</sup> И (++) |
| 392—430 | »               | 7,8 | +179 | 41,3 | 1,5 | 68,2 | 648 | 23,4 | 123 | 571 |  | 11 | 4 | 19 | 19 | 1,0 | »                     |

Иловые воды диагенетического класса

Черное море, северо-западная часть, ст. 112, глубина моря 30 м

|                |                                |     |      |      |     |      |     |    |    |     |     |    |    |    |    |      |                                       |
|----------------|--------------------------------|-----|------|------|-----|------|-----|----|----|-----|-----|----|----|----|----|------|---------------------------------------|
| Придонная вода | CO                             | 8,2 | +243 | 19,0 | 3,8 | 28,7 | 292 | 10 | 54 | 254 | 6,4 | 10 | 3  | 19 | 18 | 2,3  | ПМ 5 ос                               |
|                |                                | 7,7 | +22  | 19,9 | 6,7 | 31,4 | 301 | 15 | 58 | 258 | 7,8 | 10 | 5  | 19 | 26 | 4,3  | II <sup>4</sup> Л <sup>2</sup> Ос (+) |
| 33—60          | ДЧ                             | 7,4 | —44  | 18,1 | 3,4 | 31,8 | 291 | 17 | 57 | 245 | 7,6 | 11 | 6  | 20 | 29 | 7,0  | II <sup>2</sup> Л (—)                 |
| 115—157        | »                              | 7,5 | —104 | 18,9 | 3,8 | 28,3 | 291 | 21 | 50 | 245 | 6,7 | 10 | 7  | 17 | 41 | 8,0  | II <sup>2</sup> Л <sup>2</sup> Ос (—) |
| 240—250        | Q <sub>III</sub> <sup>pl</sup> | 7,6 | —38  | 17,3 | 3,1 | 26,0 | 269 | 27 | 49 | 214 | 8,1 | 10 | 10 | 18 | 53 | 17,2 | II <sup>2</sup> Л (—)                 |

Каспийское море, южная часть, ст. 11, глубина моря 970 м

|                |                               |     |      |      |     |      |     |      |    |     |     |    |    |    |    |     |                                       |
|----------------|-------------------------------|-----|------|------|-----|------|-----|------|----|-----|-----|----|----|----|----|-----|---------------------------------------|
| Придонная вода | Q <sub>IV</sub> <sup>нк</sup> | 7,9 | +258 | 12,2 | 3,9 | 52,8 | 150 | 16,2 | 60 | 127 | 3,2 | 35 | 11 | 40 | 27 | 1,5 | ПМ 2 ос                               |
|                |                               | 7,6 | +45  | 12,4 | 6,3 | 48,8 | 153 | 11,5 | 51 | 142 | 4,1 | 32 | 8  | 33 | 23 | 3,0 | II <sup>3</sup> Ос <sup>2</sup> В (+) |

|         |   |     |      |      |      |      |     |     |    |     |     |   |   |    |    |      |                                       |
|---------|---|-----|------|------|------|------|-----|-----|----|-----|-----|---|---|----|----|------|---------------------------------------|
| 136—166 | » | 8,0 | —41  | 10,2 | 12,0 | 12,9 | 147 | 4,9 | 36 | 128 | 3,6 | 9 | 3 | 24 | 14 | 10,7 | II <sup>2</sup> Oc <sup>2</sup> B (—) |
| 333—363 | » | 7,9 | —72  | 8,6  | 11,0 | 3,5* | 133 | 3,1 | 28 | 113 | 3,1 | 3 | 2 | 21 | 11 | 16,6 | II <sup>2</sup> Oc <sup>2</sup> B (—) |
| 544—574 | » | 7,5 | —46  | 7,8  | 11,0 | 1,1  | 120 | 4,5 | 22 | 103 | 2,4 | 1 | 4 | 18 | 21 | 14,4 | II <sup>1</sup> Oc (—)                |
| 680—710 | » | 7,5 | —105 | 7,6  | 8,2  | 5,6  | 115 | 3,3 | 23 | 100 | 2,4 | 5 | 3 | 20 | 14 | 13,6 | II (—)                                |

Иловые воды эпигенетического класса

Каспийское море, северо-восточная часть, ст. 4, глубина моря 3 м

|                |                               |     |   |      |     |      |     |      |      |     |    |    |    |    |   |  |
|----------------|-------------------------------|-----|---|------|-----|------|-----|------|------|-----|----|----|----|----|---|--|
| Придонная вода |                               | 6,9 | — | 6,9  | 2,9 | 34,6 | 79  | 9,9  | 35,0 | 72  | 44 | 12 | 44 | 28 | — | ПМ 6 уо, рс                            |
| 0—22           | Q <sub>IV</sub> <sup>НК</sup> | —   | — | 8,9  | 3,4 | 50,0 | 95  | 18,2 | 40,3 | 90  | 53 | 19 | 43 | 45 | — | III <sup>4</sup> Л <sup>4</sup> Оп (+) |
| 22—37          | Q <sub>IV</sub> <sup>НК</sup> | 6,7 | — | 11,3 | 2,5 | 77,8 | 105 | 37,3 | 46,8 | 101 | 74 | 36 | 44 | 79 | — | III <sup>4</sup> Л (+)                 |

Черное море, восточная часть, ст. 205, глубина моря 1550 м

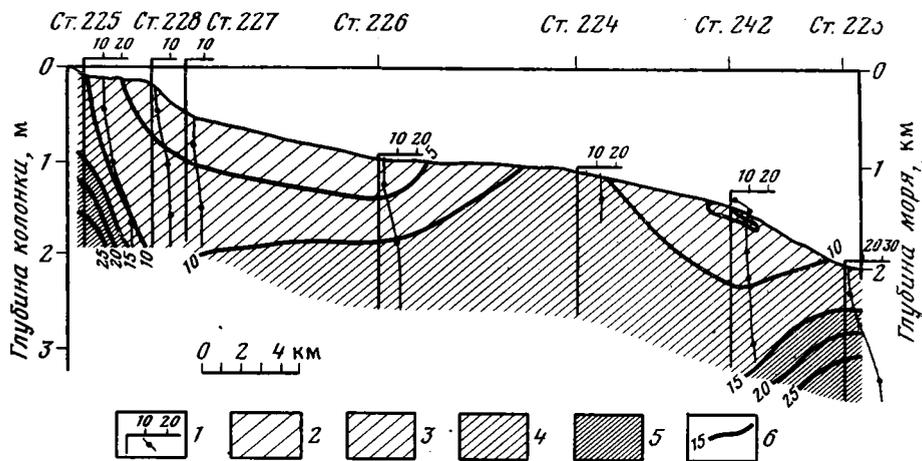
|                |    |     |      |      |     |      |     |      |      |     |     |     |    |    |     |         |   |
|----------------|----|-----|------|------|-----|------|-----|------|------|-----|-----|-----|----|----|-----|---------|---|
| Придонная вода |    | —   | —    | 22,4 | 4,3 | 35,7 | 343 | 13,1 | 67,3 | 295 | 8,0 | 10  | 4  | 20 | 20  | Не обн. | ПМ 4 ос   |
| 0—45           | СО | 7,7 | —38  | 22,4 | 6,3 | 27,5 | 351 | 14,2 | 71,2 | 299 | 9,7 | 8   | 4  | 20 | 20  | 9,0     | II <sup>2</sup> B <sup>2</sup> Oc (—)                 |
| 147—206        | НЭ | 8,1 | —138 | 19,8 | 7,2 | 13,9 | 320 | 11,6 | 55,6 | 266 | 7,7 | 4   | 4  | 17 | 21  | 13,6    | III <sup>2</sup> B <sup>2</sup> Oc (—)                |
| 269—345        | »  | 7,5 | +32  | 17,6 | 7,5 | 1,4  | 296 | 18,3 | 45,4 | 235 | 5,8 | 0,5 | 6  | 15 | 40  | 16,6    | III <sup>2</sup> Л <sup>2</sup> B <sup>1</sup> Oc (+) |
| 397—460        | »  | 7,4 | +19  | 15,7 | 7,0 | 1,8  | 264 | 25,3 | 37,0 | 206 | 4,2 | 1   | 10 | 14 | 68  | 19,6    | III <sup>2</sup> Л (+)                                |
| 460—508        | »  | 7,7 | +57  | 15,7 | 5,0 | 3,0  | 262 | 24,9 | 20,3 | 220 | 4,4 | 1   | 10 | 8  | 123 | 21,4    | III Л (+)   |

Красное море, впадина Атлантис-II, ст. 6, глубина моря 2170 м

|                    |                 |     |      |     |      |      |      |      |     |      |     |   |    |     |         |                   |
|--------------------|-----------------|-----|------|-----|------|------|------|------|-----|------|-----|---|----|-----|---------|-------------------|
| Поверхностная вода |                 | —   | —    | 40  | 2,2  | 63,7 | 628  | 23,5 | 120 | 550  | 10  | 4 | 19 | 20  | Не обн. | ПМ 7 гт, рс       |
| 0—30               | Q <sub>IV</sub> | 6,1 | +33  | 247 | 0,08 | 14,0 | 4253 | 237  | 56  | 3974 | 0,3 | 6 | 1  | 424 | 117     | III В 6,2 Ос (+)  |
| 100—130            | »               | 6,0 | +40  | 249 | 0,07 | 14,8 | 4263 | 240  | 53  | 3985 | 0,3 | 6 | 1  | 448 | 79      | III В 6,2 Ос (+)  |
| 200—240            | »               | 6,0 | +173 | 252 | 0,03 | 18,9 | 4306 | 242  | 53  | 4030 | 0,4 | 6 | 1  | 453 | 43      | III В 6,3 Ос (+)  |
| 370—405            | »               | 6,0 | +155 | 254 | 0,33 | 18,3 | 4346 | 249  | 53  | 4063 | 0,4 | 6 | 1  | 475 | 21      | III В 6,4 Ос (+)  |
| 455—480            | »               | 5,7 | +206 | 248 | 0,03 | 18,3 | 4251 | 242  | 52  | 3975 | 0,4 | 6 | 1  | 468 | 19      | III В 6,2 Ос (++) |

Примечание. СО — современные черноморские отложения, ДЧ — древнечерноморские отложения, НЭ — новоэвксинские отложения; Q<sub>IV</sub><sup>pl</sup> — континентальные плейстоценовые от-

ложения, Q<sub>IV</sub> — голоценовые отложения, Q<sub>IV</sub><sup>НК</sup> — новокаспийские отложения, S — соленость (суммарная минерализация). Фацциально-генетическая характеристика включает фацциально-зональную характеристику (в числителе дроби, записывается один раз для всей колонки) и генетическую характеристику по отдельным горизонтам. Индексы фацциально-зональных характеристик см. в табл. 1. Индексы генетической характеристики: классы (I — седиментационный, II — диагенетический, III — эпигенетический); группы (И — инертная, Б — биогенная, Л — литогенная, Ос — осолоненная, Оп — опресненная, В — вулканогенная — гидротермальная); подгруппы (в скобках) — см. фиг. 1; категории относительной интенсивности процессов в группах (записываются в виде показателей степени перед индексами групп): 0 — стабильная, 1 — слабая, 2 — умеренная, 3 — сильная (активная), 4 — очень сильная (аномальная). Способ их вычисления по критериям, приведенным в графах 5, 13—16 данной таблицы, содержится в работе [12]. В генетической характеристике на первом месте после индекса класса указан индекс ведущей группы (основного процесса, проявленного на данном горизонте), на последующих местах — индексы второстепенных (теневого) процессов и групп. На ст. 6 Красного моря коэффициент перед Ос в графе 18 — степень осолонения поровых рассолов по сравнению с морской водой. Иловые воды ст. 205 глубже 269 см и ст. 6 (Красное море) относятся к хлор-кальциевому типу, остальные иловые и придонные воды — к сульфатно-магниевому подтипу сульфатного типа вод. В скв. 10 горизонт в м.



Фиг. 3. Распределение аммонийного азота в иловых водах на фациальном профиле, пересекающем Ялтинский полигон Черного моря  
 1 — содержание  $N_{NH_4}$  в колонках донных отложений, мг/л; 2—5 — содержание  $N_{NH_4}$  на профиле, мг/л: 2 — <5; 3 — 5—10; 4 — 10—15; 5 — >15; 6 — линии изоконцентраций  $N_{NH_4}$ , мг/л

На фиг. 2 показано распределение хлор-иона в иловой воде на фациальном профиле, пересекающем восточное побережье Черного моря. На сравнительно узком шельфе выделяется опресненная приустьевая зона, обусловленная влиянием речного стока. Далее на бровке шельфа и небольшого участка крутого склона происходит перестройка характера распределения компонентов, в том числе и хлор-иона, и активизация прямой метаморфизации иловых вод. Более спокойно эти процессы развиваются на пологом материковом склоне, где помимо современных и древнечерноморских отложений были вскрыты также новоэвксинские отложения, пропитанные опресненными иловыми водами. На материковом подножии в основании склона на глубине 1720 м был обнаружен конус выноса турбидитового потока [4, 7]. Об этом свидетельствует гранулометрический состав и другие особенности колонки, представленной на глубине 1,5 м от поверхности дна и ниже до 7 м темно-серым песком с содержанием фракции >0,1 мм выше 93%. Содержание хлор-иона и макросостав иловых вод в этой колонке меняются незначительно, по-видимому, вследствие гравитационного опускания более соленых вод вниз, в толщу осадков [8].

Другие данные по составу иловых вод и осадков на профиле и в целом по Рионскому полигону содержатся в работах [3, 11, 12, 15, 16].

Рассмотрим теперь распределение аммонийного азота в иловых водах Ялтинского полигона на фациальном меридиональном профиле, пересекающем шельф и континентальный склон Крымского побережья к югу от м. Аюдаг (фиг. 3). Аммонийный азот, как известно, является продуктом минерализации органического вещества, и накопление его в иловой воде свидетельствует об интенсивности биогенного процесса в осадках и степени преобразования органического вещества. На профиле достаточно хорошо выражена приуроченность максимальных концентраций  $N_{NH_4}$  к зоне шельфа и подзоне аккумуляции осадков в основании крутого континентального склона (ст. 225 и 223), т. е. участкам дна с наибольшими скоростями осадконакопления. В подзоне размыва осадков (отрицательной седиментации) на нижней бровке шельфа и крутом склоне концентрации  $N_{NH_4}$  понижены. В распределении  $N_{NH_4}$ , так же как и в распределении  $Cl^-$ , можно наблюдать и вертикальную зональность — рост концентраций  $N_{NH_4}$  с глубиной в отложениях.

Такая же закономерность — накопление продуктов минерализации ОВ на шельфе и в подзоне аккумуляции осадков прослеживается на данном профиле и ряде аналогичных фациальных профилей также по рас-

пределению в иловой воде P, Si, I, Alk,  $\Sigma\text{Alk}/\text{SO}_4^{2-}$  и других показателей активности биогенного процесса [4, 6].

На участках дна с низкими скоростями седиментации и в подзонах размыва осадков зачастую наблюдается субмаринная разгрузка вод пониженной минерализации по разломам и трещинам в осадках, которые являются характерной особенностью Ялтинского полигона Черного моря [4]. Здесь на первый план выступает литогенный процесс, под которым мы понимаем совокупность процессов катионного обмена и аутигенного минералообразования в системе осадок — иловая вода. Он приводит к прямой метаморфизации иловых вод вплоть до преобразования их в хлор-кальциевый тип и появления аномалий в иловой воде, приуроченных к зоне разломов. Критериями активности этого процесса могут служить отклонения в распределении  $\text{Cl}^-$ ,  $\Sigma M(S)$ , рост концентраций  $\text{Ca}^{2+}$  и значений  $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ .

Отмеченные закономерности наблюдались нами на профилях и полигонах в Черном, Каспийском, Азовском, Белом, Средиземном, Красном морях и в северо-западной части Тихого океана на Японском профиле [4—6, 12, 13].

Таким образом, анализ материалов по химическому составу иловых вод из внутренних морей и приконтинентальных областей океанов свидетельствует о закономерной зональной изменчивости их в фациальном профиле отложений, которая может нарушаться лишь аномалиями, связанными с зонами тектонической активности. Возникает вопрос: существуют ли объективные доказательства фациально-зональных различий в химическом составе иловых вод и можно ли дать им количественную интерпретацию?

Для решения этого вопроса недостаточно применения обычных методов геохимического анализа, поскольку с их помощью трудно, а зачастую и невозможно учесть всю изменчивость соотношений между зонами в многокомпонентной системе иловых вод. Поэтому для доказательства фациальной зональности иловых вод помимо традиционных методов нами были использованы математические методы: метод нелинейного проецирования [28], метод дискриминантного анализа [1] и факторный анализ [25], которые являются эффективными средствами изучения информации с большим числом признаков.

В качестве исходного объекта для статистической обработки были взяты результаты анализов 260 проб иловой воды Ялтинского полигона Черного моря на 10 компонентов химического состава:  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{N}_{\text{NH}}$ , P, Si. Колонки осадков, из которых была выделена иловая вода, отобраны из пяти фациально-генетических зон и подзон: 2, 3, 4ак, 4рм, 5 (см. табл. 1 и фиг. 4). Все указанные зоны и подзоны различаются между собой не только удаленностью от берега моря, но и характерными особенностями процессов осадкообразования.

Задача состояла в том, чтобы, во-первых, установить, отражаются ли эти различия между зонами в составе иловых вод, а затем количественно описать их.

На первом этапе нашего исследования был использован метод нелинейного проецирования, который в отличие от таких общеизвестных методов классификации, как дискриминантный и кластерный анализы, в сущности не требует никакой предварительной информации об изучаемых объектах. Метод основан на представлении наблюдений над несколькими признаками точкой в многомерном пространстве признаков и проецировании ее по нелинейной траектории на плоскость. Особенно эффективным метод нелинейного проецирования оказывается при классификации объектов, анализе однородности данных: при выявлении резко выделяющихся наблюдений, группировок точек, тренда и т. д.

При нелинейном проецировании исходная выборка была разбита на три части по принадлежности к трем интервалам глубин отбора проб в колонках: 0—60; 60—120; 120—200 см. Такое разделение имело целью уменьшить влияние стратиграфических и диагенетических изменений состава иловых вод при их зональном расчленении по площади моря, по-



Таблица 3

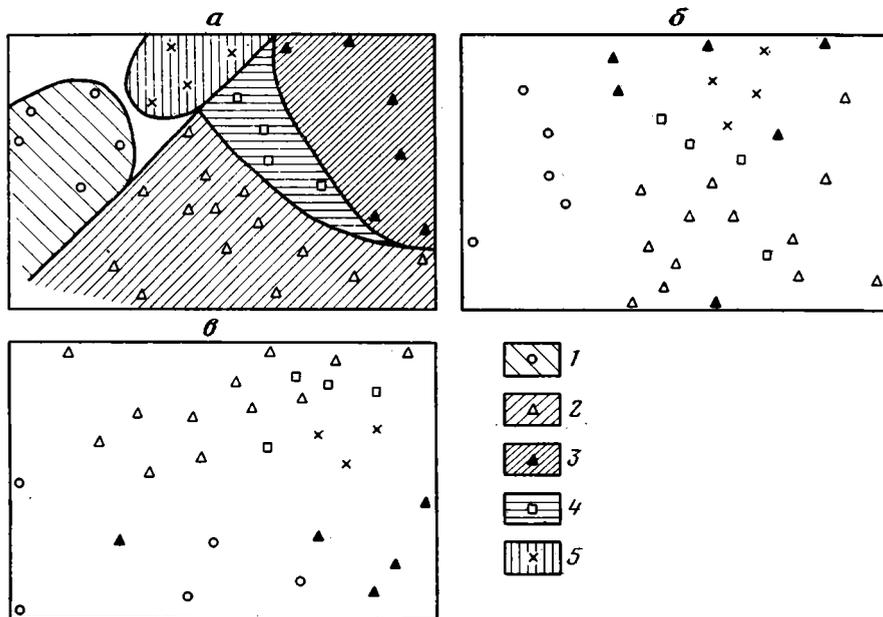
## Количественная оценка различий в химическом составе иловых вод из соседних фашиально-генетических зон (подзон)

| Сравниваемые зоны (подзоны)                                 | Коэффициенты уравнения дискриминантных функций для информативных признаков |                    |                 |                  |                  |                             |       |       |           | Погрешность<br>разделения, % |
|---|--|--------------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------------------|-------|-------|-----------|------------------------------|
|   | $\text{HCO}_3^-$   | $\text{SO}_4^{2-}$ | Cl <sup>-</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | N <sub>NH<sub>4</sub></sub> | P     | Si    | константа |                              |
| Зона шельфа — подзона размыва                               | —  | 0,36               | -0,45           | -0,41            | 0,22             | —                           | —     | —     | 125,96    | 0                            |
| Подзона размыва — подзона аккумуляции                       | -0,43  | —                  | -0,16           | —                | —                | -0,53                       | -2,66 | -0,59 | 73,37     | 9,4                          |
| Подзона аккумуляции — зона пологого континентального склона | —  | —                  | —               | 0,46             | 0,52             | 0,37                        | 4,33  | 0,86  | -61,74    | 2,6                          |
| Зона пологого склона — зона морской пелагиали               | -0,28  | 0,37               | —               | 0,41             | 0,12             | -0,57                       | —     | —     | —         | 5,2                          |

Таблица 4

## Критерии для определения принадлежности проб иловых вод к фашиально-генетическим зонам (подзонам)

| Зона                             | Коэффициенты уравнения дискриминантных функций для информативных признаков |                    |                 |                  |                  |                 |                             |      |       |           | Погрешность<br>выделения<br>зоны (подзоны),<br>% |
|----------------------------------|--|--------------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------------------|------|-------|-----------|--|
|                                  | $\text{HCO}_3^-$   | $\text{SO}_4^{2-}$ | Cl <sup>-</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | N <sub>NH<sub>4</sub></sub> | P    | Si    | константа |  |
| Шельфа                           | —  | —                  | -0,70           | —                | 0,39             | 0,23            | -0,37                       | —    | —     | 137,76    | 0  |
| Крутого склона:                  |  |                    |                 |                  |                  |                 |                             |      |       |           |  |
| а) подзона размыва               | -0,86  | -0,82              | -0,61           | 0,74             | 0,68             | 0,69            | —                           | —    | -0,08 | -19,42    | 9,6  |
| б) подзона аккумуляции           | —  | -0,05              | -0,06           | 0,15             | 0,07             | 0,10            | 0,19                        | 2,86 | 0,42  | -26,81    | 8,3  |
| Пологого континентального склона | 0,31   | —                  | 0,24            | -0,97            | -0,27            | -0,12           | —                           | —    | -0,11 | -8,75     | 2,4  |
| Морской пелагиали                | 0,40   | 0,38               | 0,15            | -0,72            | 0,21             | —               | 0,44                        | —    | —     | -38,7     | 9,1  |



Фиг. 5. Нелинейные проекции химического состава проб иловой воды Ялтинского полигона с прилегающими районами глубоководной впадины Черного моря  
 1 — зона шельфа; 2 — подзона размыва осадков на крутом склоне; 3 — подзона аккумуляции; 4 — зона пологого склона; 5 — зона морской пелагиали; а — в — горизонты в колонках, см.: а — 0—60; б — 60—120; в — > 120

При построении дискриминантной функции из всего набора признаков в ее уравнение включались лишь информативные признаки, по которым различаются данные зоны и подзоны. Информативность признаков оценивалась с помощью величины расстояния Махаланобиса способом, изложенным в [21].

Вначале с помощью дискриминантного анализа были построены четыре функции, последовательно описывающие различия между соседними зонами по мере удаления от берега моря. В табл. 3 приведены коэффициенты для информативных признаков, входящих в уравнения этих дискриминантных функций. Анализ табл. 3 позволяет составить обобщенную картину изменчивости химического состава иловых вод при переходе от зоны к зоне. Так, например, иловые воды из зон шельфа и крутого континентального склона (подзона размыва) различаются по содержанию  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и в меньшей степени  $\text{Mg}^{2+}$ . Концентрации  $\text{Cl}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  понижены в зоне шельфа по сравнению с подзоной размыва, что свидетельствует о влиянии берегового стока на шельфовую зону моря. Концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  в подзоне размыва повышены по сравнению с остальными зонами и подзонами. Это обусловлено тем, что в подзоне размыва на крутом континентальном склоне новоэвксинские отложения, пропитанные метаморфизованными водами хлор-кальциевого типа, зачастую вскрыты и обнажены. Кроме того, для этой подзоны характерна повышенная трещиноватость уплотненных осадков и наличие разломов, служащих естественными каналами для поступления вод из нижележащих горизонтов, т. е. здесь (на Ялтинском полигоне) произошло частичное наложение зоны тектонической активности на подзону размыва отложений.

Основной вклад в различия между подзонами размыва и аккумуляции на крутом континентальном склоне вносят  $\text{Si}$ ,  $\text{N}_{\text{NH}_4}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{P}$  и в меньшей степени  $\text{Cl}^-$ . Причем содержание биогенных компонентов ( $\text{N}_{\text{NH}_4}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Si}$ ) в подзоне аккумуляции резко повышено по сравнению с остальными зонами, а содержание  $\text{HCO}_3^-$  в этой зоне выше, чем в соседних с нею зонах. Это указывает на то, что в подзоне аккумуляции переотложенных осадков происходит интенсивная минерализация органического вещества и накопление продуктов его разрушения в иловых водах.

В уравнение третьей дискриминантной функции, разделяющей иловые воды из подзоны аккумуляции и зоны пологого континентального склона, вошли следующие признаки:  $Si$ ,  $N_{NH_4}$ ,  $P$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ . Причина различий между этими зонами по трем первым компонентам указана выше. Различия же по  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  здесь менее значительны, чем по биогенным компонентам. Причем содержание  $Ca^{2+}$  в зоне пологого континентального склона выше, а  $Mg^{2+}$  ниже, чем в подзоне аккумуляции перетожденных осадков, что обусловлено, по всей вероятности, процессом катионного обмена в зоне пологого континентального склона, который приводит к накоплению в иловой воде  $Ca^{2+}$  и удалению из нее  $Mg^{2+}$ .

И наконец, при сравнении зоны пологого континентального склона с зоной морской пелагиали выявляются большие различия в концентрациях  $N_{NH_4}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ . Установлено, что в зоне морской пелагиали значительно повышена концентрация  $HCO_3^-$  и  $N_{NH_4}$ , и понижена —  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ . Эти различия между зонами объясняются тем, что в глубоководной зоне при меньшей скорости седиментации терригенного материала на соответствующих горизонтах в колонках вскрыты отложения большего возраста, чем в зоне пологого склона. Концентрации органического вещества в них повышены, особенно в голоценовых осадках, а мощность этих отложений сокращена. Это облегчает диффузию сульфатов из придонной воды, активизацию сульфатредукции и биогенного процесса в целом.

Следующий этап получения количественных оценок заключался в выработке группы правил, по которым можно установить принадлежность пробы иловой воды к одной из пяти фациально-генетических зон (подзон): С этой целью было построено пять дискриминантных функций, последовательно отделяющих каждую из зон от совокупности остальных зон. Коэффициенты соответствующих уравнений и информативные признаки приведены в табл. 4. Принадлежность пробы иловой воды к той или иной фациально-генетической зоне определяется следующим образом: содержания компонентов химического состава иловой воды последовательно подставляются в каждое из пяти уравнений, где  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$ , ...  $a_p$  — константа и коэффициенты, указанные в табл. 4. Определяются значения каждой из пяти дискриминантных функций в данной пробе. Проба будет принадлежать к той зоне (подзоне), для которой значение дискриминантной функции окажется положительным.

Для проверки работоспособности полученных правил в уравнения первых четырех дискриминантных функций из табл. 4 подставляли состав проб иловых вод, отобранных на Таманском и Рионском полигонах Черного моря. В табл. 5 приведены значения дискриминантных функций в пробах иловых вод двух названных полигонов. Сопоставление полученных результатов с фактическим расположением станций на полигонах свидетельствует о том, что во всех случаях принадлежность проб иловой воды к фациально-генетической зоне определяется точно.

После того как различия в химическом составе иловых вод из разных фациальных зон и подзон доказаны, интересно выявить ведущие процессы, определяющие формирование химического состава иловых вод в зонах и оценить их вклад в изменчивость состава вод. Такая работа была выполнена для Черного моря [18] и оказалось, что в каждой из пяти зон (подзон) действуют следующие процессы: редукция сульфатов, растворение и осаждение карбоната кальция, катионный обмен, минерализация органического вещества и накопление продуктов его распада в иловых водах, смешение современных и новоэвксинских иловых вод разной солености, разгрузка вод по трещинам и разломам. Однако соотношение этих процессов и их интенсивность в разных зонах оказались различными.

Роль указанных процессов в формировании состава иловых вод на Ялтинском полигоне была оценена с помощью факторного анализа. Этот метод позволяет перейти от выборки исходных  $p$  признаков, как правило, коррелированных между собой, к характеристике ее в форме  $K$  ( $K \ll p$ ) некоррелированных факторов. Факторы выражаются в виде линей-

Значения классифицирующих дискриминантных функций для фашиально-генетических зон и подзон в пробах иловых вод Таманского и Рионского районов Черного моря

| Номер станции | Глубина моря, м | Зона седиментации и шельфе | Зона крутого склона |                     | Зона пологого континентального склона |
|---------------|-----------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------------------|
|               |                 |                            | подзона размыва     | подзона аккумуляции |                                       |
| 150           | 900             | -7,9                       | +1,9                | -6,4                | -9,0                                  |
| 151           | 460             | -1,9                       | +0,1                | -3,7                | -11,9                                 |
| 152           | 73              | +17,3                      | -2,6                | -2,1                | -20,4                                 |
| 153           | 57              | +13,0                      | -0,5                | -4,2                | -17,7                                 |
| 154           | 37              | +9,5                       | -2,5                | -7,1                | -22,9                                 |
| 155           | 23              | +12,9                      | -1,2                | -4,7                | -17,7                                 |
| 163           | 98              | -15,2                      | +3,9                | -2,8                | -10,2                                 |
| 164           | 73              | +12,9                      | -0,8                | -3,3                | -18,5                                 |
| 165           | 46              | +12,4                      | -0,3                | -4,5                | -18,6                                 |
| 168           | 30              | +15,8                      | -4,3                | -4,3                | -18,0                                 |
| 170           | 270             | -11,3                      | -4,8                | +4,7                | -17,7                                 |
| 175           | 880             | -12,8                      | +4,2                | -4,9                | -18,5                                 |
| 201           | 1720            | -16,3                      | -5,0                | -3,2                | +8,9                                  |
| 204           | 1500            | -6,1                       | -4,1                | -5,9                | +8,4                                  |
| 205           | 1550            | -10,5                      | -3,4                | -3,3                | +6,5                                  |
| 210           | 30              | +1,6                       | -7,0                | -4,2                | -1,3                                  |
| 211           | 125             | -11,3                      | +0,6                | -3,7                | -0,8                                  |
| 214           | 500             | -11,2                      | -3,2                | -3,6                | +6,8                                  |
| 216           | 900             | -5,0                       | -7,1                | -1,4                | +1,1                                  |

ных комбинаций произведений исходных признаков на некоторые числовые коэффициенты, называемые факторными нагрузками. Уравнения факторов строятся таким образом, чтобы каждой группе взаимосвязанных между собой признаков отвечал вполне определенный фактор.

В уравнении такого фактора нагрузки для взаимосвязанных признаков будет по абсолютной величине близки единице, а для остальных признаков — нулю. Поскольку признаки, участвующие в определенном геохимическом процессе, должны быть тесно взаимосвязаны между собой, то такой процесс будет описан одним из  $K$ -факторов.

Геохимическая интерпретация результатов факторного анализа и корреляционных матриц позволила выявить основные процессы, определяющие формирование химического состава иловых вод Ялтинского полигона. Не останавливаясь подробно на изложении этих результатов, перечислим ведущие процессы и факторы, действие которых в наибольшей степени проявилось в отдельных зонах и подзонах, указав при этом в скобках долю вклада каждого фактора в суммарную изменчивость выборки, исчисляемую в 100%.

**Зона шельфа:** I фактор (31,1%) — биогенная редукция сульфатов в результате минерализации азотсодержащих компонентов ОВ; II фактор (21,8%) — накопление в иловой воде фосфор- и кремнийсодержащих компонентов ОВ; III фактор (18,7%) — кальций-натриевый катионный обмен.

**Зона крутого склона;** подзона размыва: I (32,6%) — эпигенетическое (вторичное) осолонение иловых вод (процесс смешения черноморских и новоэвксинских захороненных вод); II (21,9%) — субмаринная разгрузка (подток снизу) вод пониженной солености, обедненных биогенными элементами (P, Si); III (17,2%) — кальций-натриевый обмен, вызывающий вероятное осаждение карбонатов кальция. Подзона аккумуляции: I (35,4%) — процесс, аналогичный I фактору в подзоне размыва; II (22,3%) — горизонтальная изменчивость состава иловых вод (по  $Ca^{2+}$ , Br, P, Si), вероятно, за счет лавинной седиментации осадков и субмаринной разгрузки вод по трещинам и разломам; III (14,3%) — сульфатредукция при участии фосфорсодержащих компонентов.

**Зона пологого склона:** I (46,6%) — прямая метаморфизация иловых вод при сочетании сульфатредукции на основе азотсодержащих компонентов осадка и катионного обмена, приводящего к накоплению  $Ca^{2+}$  в

Результаты факторного анализа иловых вод из зон шельфа

| Исходный признак         | Черное море |            | Каспийское море |            | Белое море |            |
|--------------------------|-------------|------------|-----------------|------------|------------|------------|
|                          | I (35,3%)   | II (22,4%) | I (32,1%)       | II (27,9%) | I (43,6%)  | II (28,0%) |
| $\text{HCO}_3^-$         | -0,21       | 0,77       | -0,17           | 0,87       | -0,03      | 0,91       |
| $\text{SO}_4^{2-}$       | 0,35        | -0,85      | 0,47            | -0,82      | 0,68       | -0,64      |
| $\text{Cl}^-$            | 0,95        | -0,09      | 0,94            | -0,12      | 0,98       | -0,13      |
| $\text{Br}^-$            | -0,12       | 0,37       | 0,16            | -0,01      | 0,11       | -0,17      |
| $\text{Ca}^{2+}$         | -0,41       | 0,18       | -0,29           | -0,85      | 0,66       | -0,11      |
| $\text{Mg}^{2+}$         | 0,83        | -0,11      | 0,92            | -0,13      | 0,95       | -0,17      |
| $\text{Na}^+$            | 0,91        | -0,07      | 0,87            | -0,22      | 0,96       | -0,16      |
| $\text{N}_{\text{NH}_4}$ | 0,22        | 0,93       | 0,02            | 0,34       | -0,07      | 0,19       |
| P                        | -0,11       | 0,42       | -0,35           | 0,57       | -0,16      | 0,95       |
| Si                       | 0,31        | 0,25       | +0,48           | 0,38       | -0,51      | 0,72       |
| Глубина в осадке         | 0,18        | 0,63       | -0,08           | 0,71       | -0,05      | 0,89       |

иловой воде и удалению из нее  $\text{Na}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ; II (22,7%) — субмаринная разгрузка метаморфизованных вод, обогащенных  $\text{Ca}^{2+}$  и обедненных биогенными элементами (P, Si, Alk), и вероятное осаждение аутигенных карбонатов.

*Зона морской пелагиали* (центральная впадина Черного моря): I (40,9%) — сульфатредукция при участии азотсодержащих компонентов; II (34,4%) — катионный обмен, инициируемый процессом вторичного осолонения иловых вод; III (12,5%) — удаление карбонатов кальция и магния из иловой воды, вероятно, за счет аутигенного минералообразования при прямой метаморфизации иловых вод.

Приведенные результаты позволяют наглядно увидеть не только очевидные отличия факторов, присущие тем или иным зонам, но и закономерное сходство характерных процессов, оказавших влияние на формирование состава иловых вод данного региона.

Достоверность зонального расчленения и большая роль указанных процессов в формировании состава иловой воды и осадка были подтверждены недавно на новых материалах, полученных по Ялтинскому полигону. Исследования, проведенные на кафедре геохимии МГУ и в Геологическом институте АН СССР аспирантом С. М. Али Насром, доказали факт выделения аутигенных карбонатов и сульфидов из жидкой фазы осадков при процессах сульфатредукции и общей метаморфизации иловой воды [22].

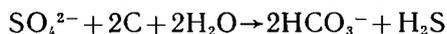
Попробуем теперь сопоставить механизм формирования химического состава иловых вод из одноименных зон нескольких бассейнов на примере зоны шельфа Черного, Белого и Каспийского морей. Для выявления и оценки вклада ведущих процессов в зоне шельфа воспользуемся также методом факторного анализа.

В табл. 6 приведены два ведущих фактора и факторные нагрузки соответствующих уравнений факторов для зоны шельфа каждого из морей: Черного, Каспийского, Белого. Два этих фактора отражают основную долю изменчивости признаков (химического состава иловых вод) в зоне шельфа.

Попробуем дать им генетическую интерпретацию. В первом факторе всех трех морей наибольшие факторные нагрузки приходятся на  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и затем  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , т. е. последовательный ряд ионов, содержащихся в наибольших концентрациях в морской воде. Причем лучше всего (самые высокие факторные нагрузки для данных ионов) этот фактор представлен в Белом море, имеющем непосредственную связь с океаном; несколько слабее он выражен в Черном море, имеющем ограниченную связь с океаном, и еще слабее — в Каспийском море, которое уже потеряло связь с океаном. Таким образом, первый фактор указывает на

связь состава иловых вод с основным солевым составом морской воды, т. е. на условия седиментации и захоронения воды соответствующего морского бассейна в донных отложениях. Поэтому первый и главный фактор можно назвать седиментационным, или солевым.

Второй по вкладу в изменчивость химического состава иловых вод фактор также имеет сходный характер для всех трех морей. Основные факторные нагрузки приходятся в нем на компоненты, участвующие в биогенном процессе и редукции сульфатов. Причем поведение этих компонентов зависит от глубины в отложениях, т. е. от времени протекания процесса. В соответствии с уравнением сульфатредукции



убыли сульфатов в иловой воде должно соответствовать накопление эквивалентных количеств иона  $\text{HCO}_3^-$  и рост щелочного резерва, который в дальнейшем может вызывать осаждение  $\text{Ca}^{2+}$  [12, 26].

При разложении органического вещества наряду с окислением  $\text{C}_{\text{орг}}$  до  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$  происходит преобразование легкогидролизуемых азотсодержащих соединений и накопление в иловой воде иона аммония  $\text{NH}_4^+$ . В зависимости от особенностей состава ОВ при процессе его минерализации в иловой воде накапливаются также фосфор и кремний.

Отмеченные закономерности биогенного процесса находят свое отражение в повышенном значении факторных нагрузок соответствующих компонентов во втором факторе. Причем  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  имеют противоположные знаки перед факторными нагрузками, а  $\text{N}_{\text{NH}_4}$ , P и Si, так же как и  $\text{HCO}_3^-$  и глубина в осадках имеют одинаковый знак, что указывает на преимущественное накопление этих компонентов в иловой воде.

Таким образом, вторым фактором является биогенный, связанный с сульфатредукцией и минерализацией ОВ во всех трех морях. Однако для зоны шельфа каждого из морей он имеет свою специфику. В Черном море идет преимущественное накопление  $\text{N}_{\text{NH}_4}$ , и сильно развита сульфатредукция. В Белом море процесс восстановления сульфатов ослаблен, а при минерализации ОВ, которая частично идет и в окислительных условиях осадков этого бассейна с активной гидродинамикой, накапливаются P,  $\text{HCO}_3^-$  и Si. В Каспийском море сильно развита редукция сульфатов, так как вода здесь содержит наибольшее количество  $\text{SO}_4^{2-}$  — исходного продукта для данной реакции. Характерно для Каспийского моря также диагенетическое осаждение  $\text{CaCO}_3$ , что вызывает удаление  $\text{Ca}^{2+}$  параллельно с удалением  $\text{SO}_4^{2-}$  из иловой воды по мере увеличения глубины в отложениях. Из биогенных элементов наибольшее участие во II факторе принимает фосфор, что естественно при высокой биологической продуктивности шельфа Каспийского моря.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что применение статистических методов позволяет повысить информативность первичных аналитических материалов по составу иловых вод и дать им количественную генетическую интерпретацию.

Выявление количественных критериев фациальной зональности донных отложений по особенностям химического состава иловых вод открывает перспективы использования этих данных для решения ряда практических задач. Важным результатом проведенного исследования является возможность указать для каждой изученной зоны или подзоны типичный, «нормальный» состав иловой воды с учетом его возможных региональных вариаций. Это позволяет надежно охарактеризовать параметры геохимического фона для той или иной зоны или подзоны и обнаружить аномалии, связанные с геолого-тектоническими, биохимическими, антропогенным и другими факторам, которые могут проявить свою активность на определенных участках дна соответствующего бассейна седиментации.

Совершенно очевидно, что привлечение материалов по составу твердой фазы осадков наряду с анализами иловых вод, не меняя принципиально методического подхода к разработке фациальной зональности донных отложений, позволит повысить надежность зонального расчленения

морского дна, а при выявлении аномалий — использовать комплексные геохимические и литологические критерии в их количественном выражении, полученном статистическими методами. Нами проведены исследования в этом направлении. Не касаясь подробного изложения, которое является предметом отдельной публикации, назовем лишь некоторые их результаты.

Разработаны комплексные критерии зональности для нескольких полигонов Черного и Каспийского морей. Выявлены аномалии в химическом составе иловых вод Красного, Каспийского и Средиземного морей, связанные с тектоническими неоднородностями морского дна и современным вулканизмом. Так, например, на шельфе Южного Мангышлака и в некоторых других районах Каспийского моря отчетливо установлены аномалии, фиксируемые по составу иловых вод, газов и осадков и приуроченные к зонам разломов или грязевых вулканов [5, 8, 12—14, 19].

Изучение устьевых зон Днепра, Южного Буга, Дуная, Риони, Волги, Урала, Куры, Кубани, Немана, Даугавы и других зон смещения река — море (приустьевых зон морей) позволило установить существенную роль гидродинамики и ее сезонных колебаний, рельефа дна, процессов гравитационного расслоения воды, а также биогенного и антропогенного факторов в формировании химического состава иловых и придонных вод этих зон [9].

Если рассматривать фаціальную зональность осадкообразования в историческом плане, то нетрудно себе представить возможность изменения фаціальных условий на одном и том же участке дна при изменении общей геологической, в частности, тектонической ситуации в бассейне и в связи с трансгрессиями и регрессиями моря. Особенно сильно колебания уровня моря отражаются на прибрежных и мелководных участках дна. При регрессии вместо седиментации здесь может наступить размыв осадков, либо их обнажение и высыхание. В этом случае подзона аккумуляции в вертикальном разрезе сменится подзоной размыва (разрушения) осадков. Помимо литологических изменений это вызовет закономерные изменения в составе иловых вод, которые были заключены в ранее отложившемся осадке. При высыхании отложений очевидны следующие последствия: рост солёности иловых вод и концентраций отдельных компонентов, направленное изменение ионных соотношений и прямая метаморфизация, приводящая к формированию воды хлор-кальциевого типа, окисление отложившихся ранее сульфидов и появление в иловой воде большого количества сульфатов, которое может намного превышать их исходное содержание в морской воде. В дальнейшем, при повторном захоронении таких слоев, это может послужить причиной новой вспышки сульфатредукционного процесса.

Конкретные наблюдения, свидетельствующие о влиянии указанных процессов на химический состав иловых (поровых) вод, проведены нами на шельфе юго-западного Каспия, где пробурено на глубину 100 м и более около 10 скважин, в которых исследовался состав поровых вод [14].

Если принять во внимание те обстоятельства, что глубина моря в местах бурения, по техническим условиям, чаще всего не превышает 10—30 м, а уровень Каспия во время неоднократных регрессий понижался на 20—30 м и более по сравнению с современным уровнем, то возможность испарительной концентрации поровых вод в таких отложениях может стать весьма вероятной. Таким образом, учет реальной литолого-фаціальной обстановки и эволюции зональности осадкообразования во времени позволяет найти естественное объяснение причин возникновения аномалий в химическом составе поровых вод, что может избавить от необходимости привлекать для интерпретации этих явлений сложные гипотезы о процессах, протекающих на субмолекулярном уровне [17, 23]. Помимо причин палеогеографического характера на состав иловых вод юго-западной части Каспийского моря влияет грязевой вулканизм [14].

Следовательно, для решения эволюционных вопросов помимо сведений о зональности осадкообразования и условиях формирования состава

жидкой фазы при седиментации донных отложений необходим детальный анализ процессов, развивающихся в системе осадков — иловая вода при диагенезе и эпигенезе отложений. Методической основой для этого могут послужить фашиально-генетическая классификация иловых вод и статистические методы исследования, изложенные в настоящей работе.

\* \* \*

1. При обобщении большого фактического материала по изменчивости химического состава иловых вод в колонках морских осадков, на фашиальных профилях и геохимических полигонах во внутренних морях выявлена закономерная зональность жидкой фазы донных отложений, которая отражает литолого-фашиальную обстановку осадконакопления и диагенеза. На этом основании предложена схема фашиально-зонального расчленения приконтинентально-морских фашиально-генетических областей.

2. С помощью методов математической статистики (нелинейное проецирование, дискриминантный анализ) при анализе представительных материалов по Ялтинскому полигону Черного моря доказаны значимые различия между выделенными зонами, выявлены информативные признаки, выработаны количественные критерии для идентификации по составу иловых вод зоны шельфа, зон пологого и крутого континентального склона с подзонами размыва и аккумуляции переотложенных осадков и зоны морской пелагиали (глубоководной впадины Черного моря) и дана их генетическая интерпретация. Проверка выявленных критериев на материалах по другим полигонам Черного моря подтвердила их работоспособность.

3. Факторный анализ данных по химическому составу иловых вод в зонах шельфа Черного, Каспийского и Белого морей позволил установить два ведущих идентичных фактора, свидетельствующих о едином характере процессов, протекающих в одноименных зонах разных морей: 1) седиментационный (солевой), связанный с условиями седиментации в бассейне и отражающий основные особенности солевого состава вод, захороненных в отложениях; 2) биогенный, связанный с сульфатредукцией и биохимической минерализацией органического вещества на стадии диагенеза.

Наряду с общими чертами в проявлении каждого фактора в разных морях выявлены специфические отличия, обусловленные гидродинамической обстановкой, качественным составом и условиями преобразования органического вещества, а также другими региональными особенностями соответствующих бассейнов.

4. Выявленные закономерности фашиальной зональности морских донных отложений по составу их жидкой фазы наряду с разработкой теоретических вопросов морской геохимии и литологии открывают новые возможности практического применения данных по химическому составу иловых вод для решения широкого круга прикладных задач.

#### Литература

1. *Андерсон Т.* Введение в многомерный статистический анализ. М.: Физматгиз, 1963, с. 141—171.
2. *Безруков П. Л.* Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— Тр. Океаногр. комис., 1962, т. 10, вып. 3, с. 3—9.
3. *Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н.* Новые данные о химическом составе иловых вод Черного моря.— В кн.: Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наук. думка, 1974, с. 44—52.
4. *Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н.* Закономерности формирования химического состава иловых вод Черного моря.— В кн.: Химико-океанологические исследования. М.: Наука, 1977, с. 67—84.
5. *Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н.* Исследование процессов формирования химического состава иловых вод Черного, Каспийского и Средиземного морей.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 7. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 61—65.
6. *Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н., Быкова В. С. и др.* Физико-химическая характеристика осадков, биогенные элементы и бор в иловых водах с.-з. части Тихого океана.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 25—48.

7. *Валышко М. Г., Гурский Ю. Н., Гричук Д. В.* О направлении развития химического состава поровых вод в донных отложениях морей и океанов.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 4, с. 43—63.
8. *Валышко М. Г., Гурский Ю. Н., Гричук Д. В. и др.* Закономерности изменения состава иловых вод, газов и органического вещества донных отложений как отражение седиментационно-диагенетических и миграционных процессов.— В кн.: геохимия современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1982, с. 41—50.
9. *Валышко М. Г., Гурский Ю. Н., Знаменская А. С. и др.* Роль химического обмена в системе вода—осадок в приустьевой зоне моря в связи с поступлением и трансформацией антропогенных загрязнений: Тез. 2-го Междунар. симпоз. по геохимии природных вод. Ростов-на-Дону: Гидрометеониздат, 1982, с. 36—37.
10. *Валышко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К.* Струйное гравитационное движение и его роль в формировании и распределении природных вод.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1965, № 5, с. 9—30.
11. *Витвицкая И. В., Гурский Ю. Н., Левшенко Т. В.* Катионный обмен в системе осадок—иловая вода при диагенезе донных отложений с.-в. части Черного моря.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 3, с. 29—37.
12. *Гурский Ю. Н.* Иловые воды и процесс формирования их химического состава.— В кн.: Закономерности формирования химического состава природных вод. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 32—64.
13. *Гурский Ю. Н.* О результатах комплексных геолого-геохимических исследований на шельфе Каспийского моря.— В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983, с. 53—61.
14. *Гурский Ю. Н.* Отражение условий седиментации, диагенеза и эпигенеза донных отложений Каспийского моря в химическом составе иловых вод.— В кн.: Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1983, с. 62—81.
15. *Гурский Ю. Н., Крупнов И. И., Полякова Л. Д.* Изучение взаимосвязи органических и минеральных компонентов иловой воды и осадков Черного моря методами многомерной статистики.— В кн.: Исследования в области органической гидрогеохимии нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1982, с. 179—184.
16. *Гурский Ю. Н., Левшенко Т. В.* О типах катионного обмена в системе осадок—иловая вода в связи с процессами метаморфизации иловых вод современных морских отложений.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 2, с. 3—10.
17. *Жижченко Б. П.* Углеродородные газы. М.: Недра, 1984. 112 с.
18. *Крупнов И. И.* Применение методов многомерной статистики при изучении диагенетических изменений химического состава иловых вод.— В кн.: Материалы IV науч. конф. аспирантов и молодых ученых геол. ф-та МГУ. Сер. Геохимия и полезные ископаемые. Рук. деп. в ВИНТИ 9.11.78 г., № 482-78.
19. *Крупнов И. И., Гурский Ю. Н.* Исследования химического состава иловых вод методом главных компонент.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980, № 3, с. 114—117.
20. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
21. Математические методы обработки данных геохимических поисков залежей нефти и газа. Методические рекомендации. М.: ВНИИЯГГ, 1976, с. 41—44.
22. *Наср С. М. А.* Геохимия иловых вод и аутигенное минералообразование в осадках Ялтинского района Черного моря: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1983. 17 с.
23. *Пушкина З. В.* Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия.— Литология и полез. ископаемые, 1963, № 3, с. 3—18.
24. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
25. *Харман Г.* Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 147 с.
26. *Шишкина О. В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
27. *Chan K. M., Manheim F. T.* Interstitial waters studies on small core samples.— Initial Reports of DSDP, 1970, v. 2, p. 368.
28. *Samton J. W.* A nonlinear mapping for data structure analysis.— IEEE Trans. Comput., 1969, v. c-18, № 5, p. 401—409.
29. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1962—1982, v. 1—64.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию  
30.III.1984

УДК 553.31 : 552.14

**СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
Fe—Mn-МИКРОКОНКРЕЦИЙ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА  
ТИХОГО ОКЕАНА****ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., АЛЕКСАНДРОВА В. А., СИВЦОВ А. В.,  
СТЕПАНОВА К. А., ИЛЬЧЕВА Л. В., КОРИНА Е. А.**

Комплексом методов изучены состав, строение и особенности распределения Fe—Mn-микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана (9-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев»). Показано, что в последних имеются два типа микрообразований, отличающиеся друг от друга размерами, внешней формой, внутренним строением и составом слагающих их марганцевых минералов.

Анализ литературного материала позволяет сделать вывод о том, что Fe—Mn-микроконкреции океанов привлекают к себе значительно меньше внимание, чем стяжения более крупных размеров. Вместе с тем имеются достаточно обоснованные суждения о важности изучения микрообразований, способствующих раскрытию особенностей накопления осадков и формированию в их верхних частях Fe—Mn-макроконкреций. Приводятся данные, указывающие на наличие генетической связи между макро- и микрообразованиями. Отмечается, что изучение малых элементов дает возможность прогнозировать поля конкреционных руд, обогащенных малыми элементами. Несмотря на то что в работах отечественных и зарубежных исследователей рассматриваются главным образом вопросы, связанные с составом, строением и генезисом Fe—Mn-конкреций, к настоящему времени накопилось значительное число публикаций, посвященных и микростяжениям. В настоящей статье авторы цитируют лишь часть из них, главным образом те, в которых приводятся сведения о Fe—Mn-микроконкрециях северо-востока Тихого океана.

С. Эдди [14] приводит результаты детального изучения 44 пар конкреций и микроконкреций из различных районов Мирового океана, в том числе и северо-востока Тихого океана. Согласно полученным им данным, в 60% случаев в микрообразованиях по сравнению с их макроскопическими аналогами установлены пониженные содержания ряда малых элементов (Ni, Cu, Co) и уменьшение величины марганцевого модуля (Mn/Fe). Такое изменение величины отношения марганца к железу, согласно С. Эдди, связано с наличием в микростяжениях значительной по толщине окружающей оболочки. В 20% случаев макро- и микростяжения имеют сходный химический состав. Микроконкреции из северо-восточной части Тихого океана хотя и содержат повышенные количества Ni, Cu и Co, однако сосуществующие с ними микростяжения характеризуются еще более высокими содержаниями Mn, Fe, Ni, Cu и Co. Fe—Mn-микроконкреции, имеющие менее 1 мм в диаметре, составляют значительную часть новообразований в красных глубоководных глинах [16]. Они изменяются от 0,3 мм в диаметре до частиц глинистой размерности и морфологически сходны с макроконкрециями. Минеральный состав их также близок.

А. Монако [18] рассмотрел размеры, форму и внутреннее строение микроконкреций, отобранных из разрезов осадков северо-востока Тихого океана. Он подразделяет микроконкреции на три группы: 1) со сложной слоистостью, напоминающей слоистость макроконкреций;

2) оvoidные, с простым строением, и 3) с неясно выраженным строением. Самые крупные микрообразования, обладающие наиболее сложным текстурным рисунком, напоминают строение цветной капусты. Автор приводит результаты химических анализов микроконкреций (размером около 20 мкм), отобранных из осадков на трех горизонтах. Все они имеют довольно близкий состав и характеризуются повышенными содержаниями марганца (в среднем около 30%), никеля (~1%) и Со (~0,5%). В отдельных случаях количество никеля в микроконкрециях достигало 3%. Эти данные, по мнению автора, хорошо согласуются с результатами ранее выполненных анализов подобных образований из этой высокопродуктивной зоны Тихого океана. Разделение марганца и железа внутри микроствяжений, по А. Монако, происходило таким же путем, как и при формировании гидротермальных конкреций и корок.

П. Стофферс и др. [19] сравнили химический состав Fe—Mn-конкреций, микроконкреций и поровых вод из пяти районов северной экваториальной и юго-западной частей Тихого океана. Один из районов располагается между разломами Кларион и Клиппертон, т. е. в той же зоне, в которой нами изучались особенности состава и строения микроконкреций. В районе работ DOMES-C содержания Mn, Fe, Ni, Cu и Со в конкрециях явно преобладают над содержанием этих же элементов в микрообразованиях. С увеличением размера последних возрастает и количество в них марганца и сопутствующих ему малых элементов. Вариации в составе микроконкреций с глубиной выражены не совсем отчетливо. Марганец микроконкреций положительно коррелирует с Ni, Cu и Со и отрицательно — с железом, в то время как марганец макроконкреций согласуется с Ni и Cu, а с Fe и Со показывает отрицательную корреляцию. Причина таких различий в отношении Со авторами не установлена.

И. И. Горяинов и др. [4] изучили строение Fe—Mn-микроконкреций, выделенных из осадков северо-восточной части Центральной котловины Тихого океана. Ими установлены две основные группы микрообразований: с ядрами, представленными измененными вулканическими стеклами, реже калиевым полевым шпатом, или другими минералами и без них. Морфология микроконкреций, по И. И. Горяинову и др., не зависит от наличия или отсутствия у них ядер. Наиболее развитой формой является гроздьевидная, реже шаровидная. В выводах авторов, однако не подкрепленных какими-либо серьезными доказательствами, отмечено, что Fe—Mn-микроконкреции неоднородны по своему составу и представляют смесь генетически разных фаз. Одна из них связана с «нормальным» седиментогенезом, а другая — с гидротермальными растворами.

И. И. Волков и др. [2] рассмотрели вопрос о распределении микроконкреций в осадках небольшого числа станций, расположенных на северо-востоке Тихого океана. Было установлено, что абсолютные массы микроконкреций малы и составляют от «нет» до 0,026% (реже несколько более) от общего веса вмещающих их отложений. Книзу по разрезу осадков количество микроствяжений в общем уменьшается, однако на горизонтах, где обнаруживаются погребенные Fe—Mn-микроконкреции, несколько возрастает и содержание микроконкреций.

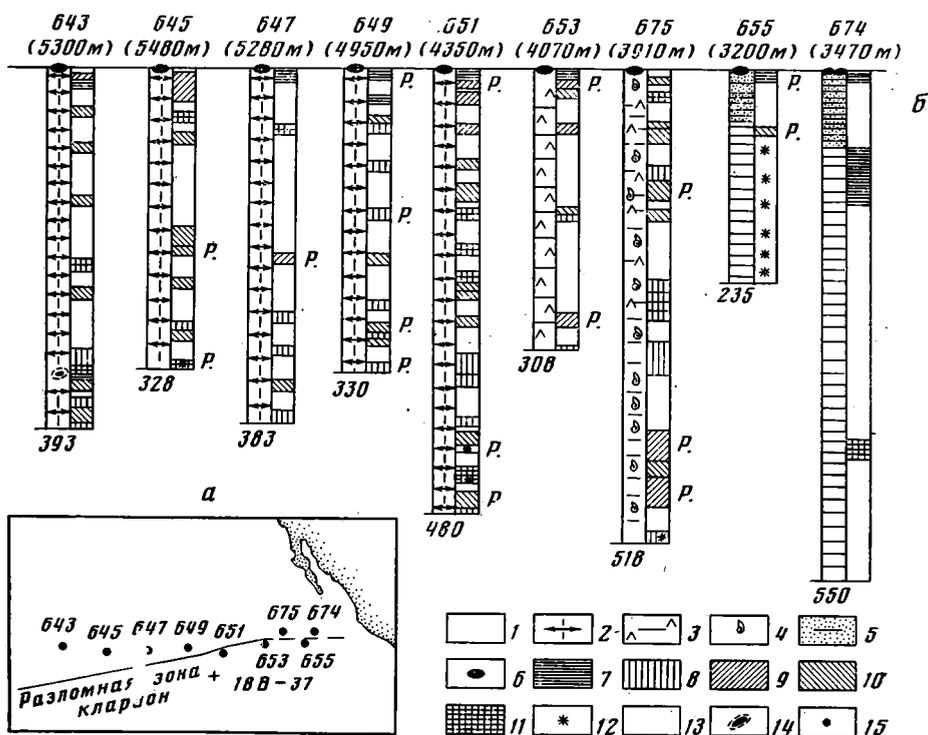
Ф. В. Чухров, А. И. Горшков и др. [8], изучая микроконкреции Тихого океана с помощью комплекса методов, среди которых ведущее положение занял метод микродифракции электронов, пришли к выводу об основной роли бернессита в сложении этих микрообразований.

Как видно из изложенного выше краткого обзора работ, посвященных микроконкрециям северной части Тихого океана, исследования, связанные с изучением их минерального состава, занимают незначительное место, отсутствуют данные о характере распределения этих микрообразований по разрезам осадков, детально не рассмотрены соотношения между их морфологией и химическим составом. Именно этим вопросам в основном посвящена настоящая статья.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОКОНКРЕЦИЙ

Материалом для настоящей работы послужили образцы осадков, поднятые на станциях, располагающихся по трансширотному профилю через акваторию Тихого океана, на отрезке от Гавайских островов до побережья Мексики (фиг. 1, а).

Интервалы разрезов осадков, отобранных для изучения, показаны на фиг. 1, б. Выделение микроконкреций из осадков проводилось путем водной отмывки и ресситовки на различные фракции с последующим отбором микростяжений магнитным сепаратором (СИМ-1) с доочисткой вручную под бинокулярной лупой. Микроконкреции отбирались из фракций  $>0,25$ ;  $0,25 \div 0,1$ , и  $0,1 \div 0,06$  мм. Взвешивание исходного осадка (до промывки) и остатка (до и после очистки) позволило оценить содержание микроконкреций в различных фракциях и в осадке в целом. Под бинокулярной лупой также вручную производили разделение разных типов микроконкреций для химического и других видов анализов. Отобранные из осадков микроконкреции изучались под бинокулярной лупой и в специально изготовленных препаратах (шлифы, аншлифы), под оптическим микроскопом в отраженном и проходящем свете. Состав их определялся с помощью лазерного микроанализатора (LM-1), рентгеновского (дифрактометрического), химического (микросиликатного), спектрального (количественного) и других анализов. Отдельные образцы исследовались методом микродифракции электронов на приборе JEM-100С.



Фиг. 1. Район изучения Fe-Mn-микроконкреций (а) и профиль, показывающий положение разных типов микроконкреций в разрезе осадков (б)  
 1 — пелагические глины; 2 — то же, с цеолитами; 3 — то же, с примесью пепла; 4 — то же, с кремнистыми организмами; 5 — то же, с примесью алевроитового материала; 6 — Fe-Mn-микроконкреций; 7 — преобладающая роль I типа микроконкреций; 8 — преобладающая роль II типа микроконкреций; 9 — конкреций I типа больше, чем второго; 10 — конкреций II типа больше, чем I; 11 — равное количество конкреций I и II типов; 12 — включения перееотложенных Fe-микроконкреций; 13 — слой, из которого отбирались микроконкреции для рентгеновского и других видов анализов; 14 — погробенные Fe-Mn-конкреции; 15 — станции, в которых изучались микроконкреции

Район изучения микроконкреций располагается в северной приэкваториальной части Тихого океана, вблизи трансформного разлома Кларрион. Судя по данным большого числа исследователей, этот район характеризуется повышенной биологической продуктивностью в поверхностной зоне океана и значительным развитием Fe—Mn-макроконкреций в верхнем слое осадков. Согласно Н. А. Лисициной и Г. Ю. Бутузовой [6], указываемые на схеме и профиле станции (см. фиг. 1) располагаются в Северо-Восточной котловине, состав осадков в которой на всю, вскрытую трубками, глубину (до 5—6 м) не изменялся в течение достаточно длительного периода времени. На западном фланге и центральной части рассматриваемого профиля (см. фиг. 1, б) осадки станций 643, 645, 647 и 651 представлены пелагическими красными глубоководными глинами с относительно большим количеством цеолитов. Осадки станций 653 и 675 также сложены красными глубоководными глинами с включениями и прослойками пеплов, а станций 655 и 674 — глинами переходного типа. В верхних частях разрезов повсеместно (за исключением ст. 674) установлены Fe—Mn-конкреции [2].

Достаточно полная характеристика [6] перечисленных выше отложений, вмещающих Fe—Mn-микроконкреции, свидетельствует о типичном осадочном генезисе последних. В этой работе раскрыты многие стороны процессов накопления осадков и их преобразования в постседиментационный период, а также достаточно широко рассмотрены геохимические аспекты современного осадконакопления в этом районе Тихого океана. Руководствуясь скоростью (1—3 мм/1000 лет) накопления красных глубоководных глин района и исходя из наибольшей мощности вскрытых осадков (ст. 675, глубина 5,1 м), а также сведениями, приведенными в работе [6], о том, что характер осадконакопления не изменялся в течение долгого времени, мы подсчитали, что возраст наиболее древних отложений, вскрытых на ст. 675, можно оценить примерно в 1 млн. 500 тыс. лет (нижний плейстоцен). Однако в действительности это не так. Проведенное Дж. Бишоффом и др. [15] стратиграфическое изучение отложений района с использованием данных по кокколитам, фораминиферам и радиоляриям показало наличие уже на глубине 14÷17 см от поверхности дна океана отложений среднего — верхнего миоцена (ст. 18В-37, см. фиг. 1, а). По мнению этих авторов, такое нарушение нормальной стратификации контролируется местной эрозией морского дна под влиянием вертикальных тектонических движений, проявляющихся вдоль разломной зоны Кларрион. На резкую расчлененность рельефа в районе трансформных разломов Кларрион и Клиппертон, способствующую переотложению генетически разнородного материала, указал также Д. Кронен [5]. На ст. 655 среди осадков найдены различные гидротермальные и магматогенные образования (графит, хризокolla, самородные металлы — алюминий, железо, медь, свинец, цинк и др., сульфиды, карбонаты марганца и железа и др.), присутствие которых среди обычных пелагических осадков связывалось с возможной транспортировкой их из тектонически активной зоны Кларрион [9—12]. Все это несомненно свидетельствует о том, что среди изучаемых нами разрезов осадков, из которых выделялись Fe—Mn-микроконкреции, могут быть встречены механически перемещенные биогенные остатки (кокколиты, фораминиферы, радиолярии), обломки минералов и пород разного возраста и происхождения, нарушающих обычный (нормальный) ход седиментогенеза в рассматриваемом нами районе.

Нами определено содержание микроконкреций в осадках, по большому, чем в работе [2], числу станций и практически по всем горизонтам, из которых отбирались пробы (см. фиг. 1). В качестве примера приведены результаты определения абсолютных масс микроконкреций в пелагических красных глинах, вскрытых на ст. 651, и относительное содержание микроконкреций (табл. 1). Полученные данные по ст. 651

Абсолютные массы Fe—Mn-конкреций в осадках ст. 651

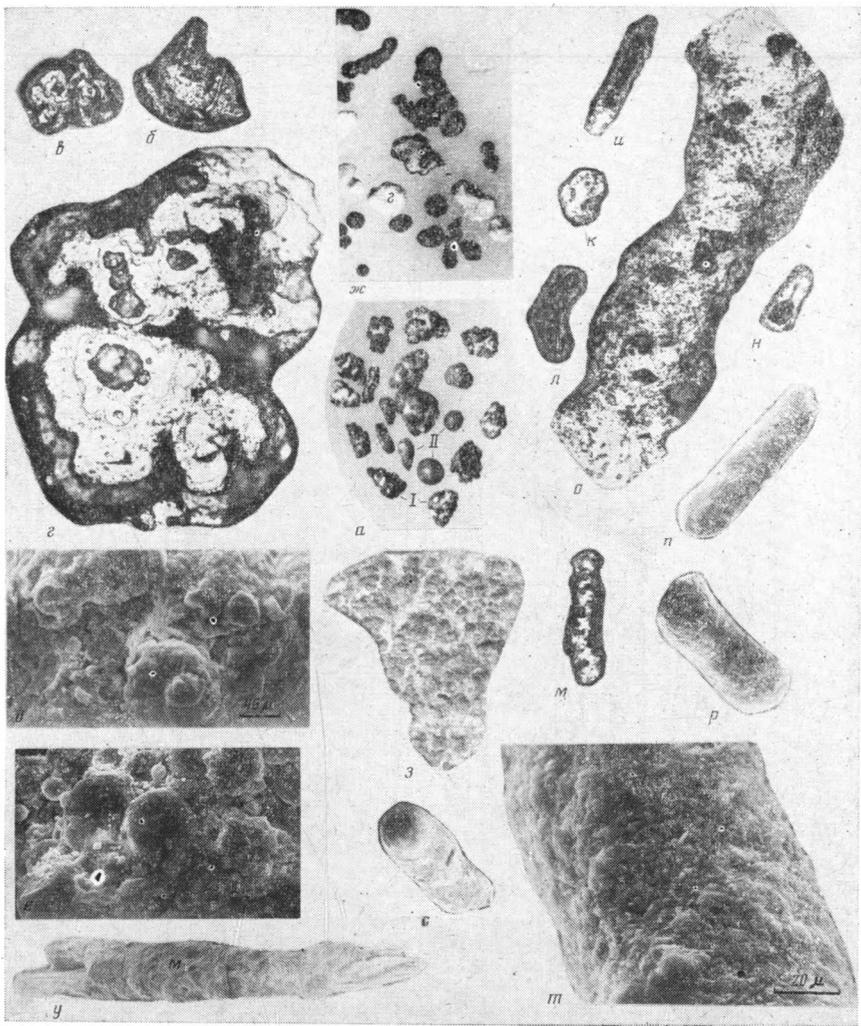
| Опробованный интервал, см | Навеска осадка, г | Вес микроконкреций, мг | Абсолютные массы микроконкреций по отношению к осадку | Относительные содержания микроконкреций* |
|---------------------------|-------------------|------------------------|---|--|
| 0÷2                       | 42                | 12                     | 0,028   | 1  |
| 2÷5                       | 55                | 10                     | 0,018   | 0,64                                     |
| 5÷25                      | 96                | 15                     | 0,016   | 0,57                                     |
| 30÷40                     | 47                | 17                     | 0,036   | 1,29                                     |
| 60÷70                     | 93                | 12                     | 0,0006  | 0,21                                     |
| 100÷110                   | 53                | 13                     | 0,024   | 0,85                                     |
| 125÷145                   | 68                | 12                     | 0,018   | 0,64                                     |
| 150÷160                   | 310               | 4                      | 0,005   | 0,17                                     |
| 190÷200                   | 102               | 11                     | 0,011   | 0,39                                     |
| 220÷240                   | 75                | 13                     | 0,017   | 0,60                                     |
| 240÷250                   | 62                | 14                     | 0,022   | 0,78                                     |
| 270÷280                   | 82                | 12                     | 0,015   | 0,53                                     |
| 307÷325                   | 52                | 8                      | 0,015   | 0,57                                     |
| 325÷340                   | 46                | 12                     | 0,026   | 0,92                                     |
| 340÷360                   | 93                | 12                     | 0,016   | 0,57                                     |
| 380÷390                   | 62                | 5                      | 0,007   | 0,25                                     |
| 395÷410                   | 87                | 12                     | 0,014   | 0,50                                     |
| 435÷445                   | 35                | 4                      | 0,011   | 0,39                                     |
| 455÷470                   | 56                | 10                     | 0,018   | 0,64                                     |
| 470÷480                   | 22                | 15                     | 0,021   | 0,75                                     |

\* По отношению к массе конкреций слоя 0÷2 см.

хорошо согласуются с результатами по другим станциям и приведенными в работе [2]. Из табл. 1 видно, что абсолютные массы микроконкреций по разрезам осадков распределены весьма беспорядочно. В отличие от других станций рассматриваемого профиля Fe—Mn-микроконкреции в верхних слоях осадков ст. 674 практически отсутствуют или встречаются чрезвычайно редко. Также редки они в средних и нижних частях разреза, что, вероятно всего, связано с большей скоростью (3—10 мм/1000 лет) накопления слабоалевритистых глин в районе этой станции по сравнению с красными глубоководными глинами, с цеолитами, с примесью пепла или с кремнистыми организмами.

Выделенные из осадков Fe—Mn-микроконкреции, изученные комплексом методов, можно подразделить на два различных типа.

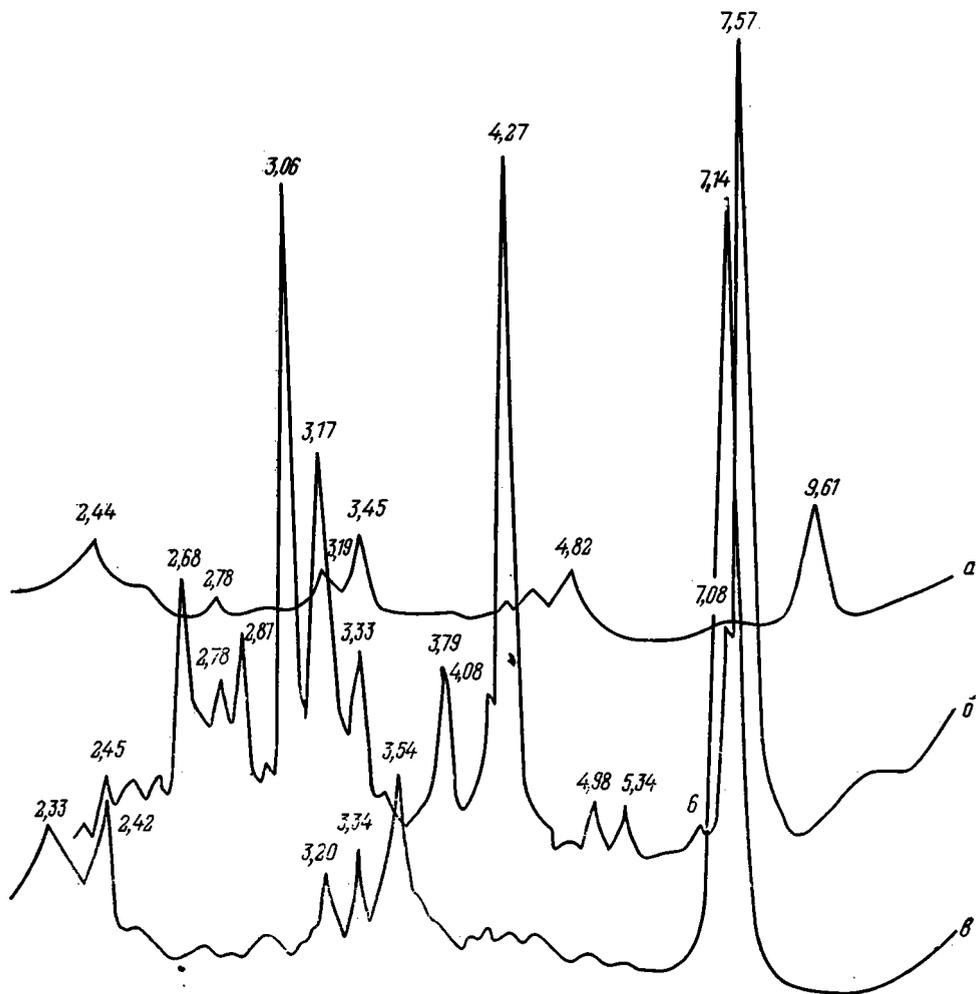
*1 тип микроконкреций.* Микроконкреции, относящиеся к этому типу, в результате изучения под бинокулярной лупой, имеют часто неправильную шаровидную, удлинённую и несколько уплощённую формы. Цвет чёрный, блеск слабометаллический. Поверхность микроконкреций изобилует выступами и впадинками. Последние часто заполнены осадочным материалом (фиг. 2, а). Под оптическим микроскопом, в отраженном свете, на приполированных поверхностях видна зональная текстура, в которой наблюдаются различно окристаллизованные окислы и гидроокислы марганца и железа (см. фиг. 2, б÷г). При больших увеличениях, под сканирующим микроскопом (Стерeosкан-600) наблюдается довольно своеобразное строение (см. фиг. 2, д, е), напоминающее скопление тесно спаянных между собой глобулей. Подобный текстурный рисунок впервые установлен при изучении Fe—Mn-макроконкреций северо-востока Тихого океана [13]. Изучение микроконкреций этого типа с помощью рентгеновского метода (дифрактометрия, Си K $\alpha$ -излучение) показало, что главным марганцевым минералом, участвующим в его сложении, является 9,4÷9,6 Å минерал, который многими исследователями ранее относился к тодорокиту (фиг. 3, а). Микродифракция электронов, однако, позволила диагностировать его как неупорядоченный смешанослойный асболан-бузерит [9]. Помимо асболан-бузерита, судя по данным просвечивающей микроскопии, в состав микроконкреций входят также вернадит, бузеритоподобный минерал, несколько изменённый тодорокит, бернессит, гётит и другие образова-



Фиг. 2. Микроскопическое изображение разных типов Fe—Mn-микроконкреций  
 а — вид микроконкреций под бинокулярном (I, II тип), увел. 25; б, в — вид микроконкреций I типа под микроскопом в отраженном свете, без анализатора, первичное увел. 50; г — то же, при увел. 550; д — вид микроконкреций I типа под сканирующим микроскопом, увел. 1000; е — то же, при увел. 2000; ж — выделение гипса (г), светлосерое среди микроконкреций II типа; з — скопление микроконкреций II типа; и — н — разные по форме микроконкреции II типа под оптическим микроскопом (осветленные участки — Mn и Fe-окисно-гидроокисные соединения), без анализатора, увел. 50; о — Fe—Mn-микроконкреция II типа под оптическим микроскопом, без анализатора, увел. 550; п, р, с — вид микроконкреций II типа под сканирующим микроскопом, увел. 1000; т — то же, увел. 2000; у — обломок спикеры губки, на котором видны выделения гидроокислов марганца, увел. 500

ния, которые, за исключением вернадита, играют весьма ничтожную роль в сложении этих стяжений. Напомним, что поверхностные и погребенные Fe—Mn-макроконкреции имеют довольно сходный состав и представлены также главным образом вернадитом и смешанослойным асболан-бузеритом. В микроконкрециях этого типа установлен и ряд нерудных минералов, среди которых ведущее место занимает кварц, затем полевые шпаты, иногда встречаются цеолиты, представленные главным образом филлипситом, опал, кальцит, монтмориллонит, хлорит и др.

**II тип микроконкреций.** Микроконкреции этого типа под бинокулярной лупой обычно имеют темно-серый цвет и довольно отчетливый металлический блеск. Эти микростяжения характеризуются весьма разнообразной формой — наиболее часто встречаются палочковидные,



Фиг. 3. Дифрактограммы микроконкреций, отобранных на ст. 675 (слой 120—140 см)  
*a* — микроконкреции I типа; *б* — мелкие комочки, плотной, алевритистой глины с включением гипса и филлипсита; *в* — микроконкреции II типа

шаровидные и серповидные разновидности. Поверхность их обычно гладкая (см. фиг. 2, *a÷ж*). Микроконкреции этого типа встречаются и в виде скоплений среди довольно плотных, трудно размокаемых алевритистых глин (см. фиг. 2, *з*). В ассоциации с ними установлены обломки самородных металлов, сульфиды и другие явно аллотигенные образования. Устанавливается четкая ассоциация микроконкреций II типа с гипсом и филлипситом (см. фиг. 3, *б*). Под оптическим микроскопом в отраженном свете текстурный рисунок микроконкреций II типа резко отличен от рисунка микроконкреций I типа. Здесь не видно зонального строения (см. фиг. 2, *и÷о*). Часто образования этого типа являются полыми изнутри. Особенно четко это проявляется у удлиненных микроконкреций (см. фиг. 2, *и, н*). Под сканирующим микроскопом видно, что микростяжения характеризуются микрозернистым строением (см. фиг. 2, *п÷т*). Согласно данным рентгеновского анализа (дифрактометрия), основная марганцевородная фаза микроконкреций II типа представлена бернесситом (см. фиг. 3, *в*). В отличие от неупорядоченного смешанослойного асболан-бузерита, господствующего в микроконкрециях I типа, бернессит здесь более упорядочен и в значительной степени лучше окристаллизован (более полный набор отражений, пики остроугольные и значительно большей высоты). С по-

## Содержания элементов в осадках, Fe—Mn-конкрециях и разных типах микроконкреций

| Номер станции | Интервал отбора проб, см | Образования (тип и дифрактограмма микроконкреций) | Mn   | Fe   | Ni     | Cu     | Co   | Fe/Mn |
|---------------|--------------------------|---|------|------|--------|--------|------|-------|
| 645           | 0÷5                      | Fe—Mn-к конкреции                                 | 21,1 | 8,7  | 9 490  | 7 110  | 2090 | 2,4   |
|               | 0÷5                      | Ил красновато-коричневый                          | 0,62 | 5,9  | 130    | 270    | 81   | 0,10  |
|               | 190÷200                  | Fe—Mn-микроконкреции (II, см. фиг. 4, а)          | 33,0 | 3,7  | 13 000 | 9 300  | 600  | 8,0   |
|               | 190÷200                  | Ил красновато-коричневый                          | 1,1  | 5,0  | 180    | 313    | 134  | 0,22  |
| 647           | 0÷10                     | Fe—Mn-конкреции                                   | 19,6 | 6,8  | 12 110 | 7 110  | 2130 | 2,9   |
| 647           | 0÷10                     | Ил кофейного цвета                                | 8,5  | 5,9  | 121    | 227    | 91   | 0,1   |
| 649           | 0÷5                      | Fe—Mn-конкреции                                   | 20,4 | 8,3  | 12 310 | 7 090  | 2600 | 2,4   |
|               | 5÷10                     | Fe—Mn-микроконкреции (I; см. фиг. 4, з)           | 12,9 | 13,4 | 5 300  | 3 100  | 860  | 0,96  |
|               | 0÷20                     | Ил темно-коричневый                               | 0,56 | 5,8  | 115    | 185    | 93   | 0,1   |
| 651           | 150÷160                  | Fe—Mn-микроконкреции (II; см. фиг. 4, д)          | 23,1 | 4,8  | 15 000 | 9 400  | 1800 | 4,8   |
|               | 150÷160                  | Ил темно-коричневый                               | 0,9  | 5,5  | 163    | 276    | 113  | 0,16  |
|               | 0÷10                     | Fe—Mn-конкреции                                   | 25,2 | 7,25 | 13 300 | 9 450  | 2900 | 3,5   |
|               | 0÷10                     | Ил коричневый                                     | 0,49 | 5,4  | 108    | 188    | 90   | 0,09  |
| 653           | 395÷410                  | Fe—Mn-микроконкреции (II, см. фиг. 4, и)          | 25,5 | 4,8  | 13 000 | 10 000 | 1400 | 5,3   |
|               | 395÷410                  | Ил темно-коричневый                               | 0,8  | 5,6  | 173    | 256    | 104  | 0,14  |
|               | 460÷480                  | Fe—Mn-микроконкреции (II, см. фиг. 4, к)          | 15,8 | 4,8  | 15 000 | 10 000 | 1600 | 3,3   |
|               | 460÷480                  | Ил темно-коричневый                               | 1,16 | 5,55 | 238    | 319    | 141  | 0,2   |
| 653           | 0÷10                     | Fe—Mn-конкреции                                   | 26,6 | 9,3  | 12 700 | 9 910  | 2790 | 2,9   |
|               | 0÷10                     | Ил коричневый                                     | 0,82 | 5,5  | 173    | 254    | 99   | 0,25  |
|               | 10÷20                    | Fe—Mn-микроконкреции (I, см. фиг. 4, л)           | 13,1 | 10,4 | 5 800  | 4 400  | 1700 | 1,26  |
|               | 10÷20                    | Ил коричневый                                     | 0,81 | 5,64 | 141    | 214    | 94   | 0,14  |
|               | 264÷278                  | Fe—Mn-микроконкреции (I; см. фиг. 4, м)           | 25,1 | 17,0 | 9 000  | 6 800  | 1400 | 1,4   |
| 675           | 264÷278                  | Ил темно-коричневый                               | 0,91 | 5,59 | 195    | 281    | 122  | 0,16  |
|               | 0÷10                     | Fe—Mn-конкреции                                   | 26,4 | 8,4  | 11 960 | 8 650  | 1350 | 3,1   |
|               | 0÷10                     | Ил коричневый                                     | 1,05 | 7,3  | 250    | 320    | 90   | 0,14  |
|               | 120÷140                  | Fe—Mn-микроконкреции                              | 21,7 | 6,2  | 8 700  | 4 500  | 1100 | 3,6   |
|               | 120÷140                  | Ил коричневый                                     | 0,88 | 5,4  | 167    | 291    | 89   | 0,16  |
| 655           | 390÷425                  | Fe—Mn-микроконкреции (I; см. фиг. 4, о)           | 24,2 | 18,5 | 7 300  | 3 950  | 900  | 1,4   |
|               | 425÷440                  | Ил темно-коричневый                               | 2,06 | 5,8  | 255    | 336    | 122  | 0,35  |
|               | 0÷10                     | Fe—Mn-конкреции                                   | 17,7 | 15,0 | 6 240  | 3 020  | 1770 | 1,2   |
|               | 0÷10                     | Ил красновато-коричневый                          | 1,12 | 5,36 | 141    | 193    | 39   | 0,2   |
|               | 10÷15                    | Fe—Mn-микроконкреции (I; см. фиг. 4, р)           | 21,4 | 7,6  | 6 840  | 4 500  | 1400 | 2,0   |
| 655           | 10÷15                    | Ил красновато-коричневый                          | 1,1  | 5,1  | 194    | 215    | 86   | 0,21  |
|               | 60÷70                    | Fe—Mn-микроконкреции (II; см. фиг. 4, с)          | 20,4 | 6,0  | 6 700  | 4 200  | 1350 | 3,4   |
|               | 60÷70                    | Ил темно-коричневый                               | 2,82 | 9,1  | 430    | 388    | 61   | 0,3   |

Примечание. Содержания элементов в Fe—Mn-конкрециях взяты из работы [2], в осадках—из работы [3]; содержания Mn и Fe приведены в %, Ni, Cu и Co — в 10<sup>-4</sup>%.

мощью метода просвечивающей микроскопии несколько детализируется состав марганцевых минералов, участвующих в строении микроконкреций II типа. Основным минералом в них действительно является бернессит, второстепенными — вернадит, Ni-асболан, тодорокит и др. Среди нерудных минералов, как и в микроконкрециях I типа, наиболее развит кварц, значительно меньше полевых шпатов, филлипсита и др. Весьма четкие различия между микроконкрециями I и II типов выявляются и при определении в них с помощью химических и количественных спектральных анализов содержаний Mn, Fe, Ni, Cu и Co. Как вид-

Средние содержания элементов в Fe—Mn-конкрециях, микроконкрециях и вмещающих их осадках

| Типы образований             | Число образцов | Содержания, % |      | Mn/Fe | Содержание, 10 <sup>-4</sup> % |      |      | Ni/Cu |
|------------------------------|----------------|---------------|------|-------|--------------------------------|------|------|-------|
|                              |                | Mn            | Fe   |       | Ni                             | Cu   | Co   |       |
| Fe—Mn-конкреции              | 6              | 22,4          | 9,1  | 2,5   | 11 128                         | 7477 | 2240 | 1,55  |
| Fe—Mn-микроконкреции (I тип) | 5              | 21,1          | 10,2 | 2,1   | 7 040                          | 4520 | 1290 | 1,70  |
| То же (II тип)               | 5              | 23,6          | 4,8  | 4,9   | 12 540                         | 8580 | 1350 | 1,70  |
| Илы пелагические             | 17             | 1,17          | 6,6  | 0,1   | 185                            | 270  | 98   | 0,67  |

Примечание. Рентгенодифрактометрические кривые анализированных микроконкреций I и II типов приведены на фиг. 4.

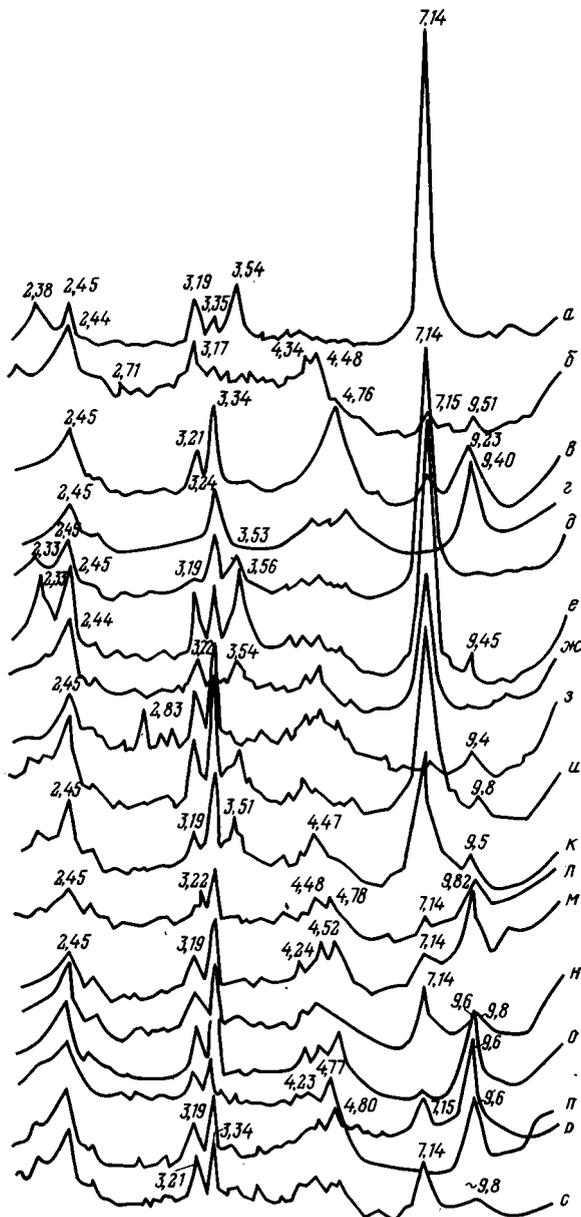
но на табл. 2, микроконкреции II типа содержат больше Mn, Ni и Cu, но Fe в них меньше, чем в микроконкрециях I типа. Кобальт в этих микрообразованиях содержится примерно в равных количествах.

Для подсчета средних содержаний элементов (табл. 3) выбраны те пробы, в которых согласно дифрактометрическому анализу либо господствует, либо является единственным тот или иной тип микроконкреций (см. табл. 2, и фиг. 1, б). Средние данные согласуются с результатами отдельно взятых определений (см. табл. 2) и свидетельствуют о том, что содержания макро- и микроэлементов в Fe—Mn-конкрециях выше, чем в микроконкрециях I типа. Fe—Mn-микроконкреции II типа содержат больше марганца, никеля и меди. Обращают на себя внимание и более высокие содержания железа во вмещающих илах по сравнению с микроконкрециями II типа. Это, по нашему мнению, может свидетельствовать о неодинаковом генезисе или разнонаправленном их образовании. Следовательно, для осадков северо-востока Тихого океана характерно наличие двух основных типов Fe—Mn-микроконкреций, отличающихся друг от друга морфологией, внутренним строением, химическим составом и составом главных марганцевородных минералов.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОКОНКРЕЦИЙ I И II ТИПОВ В РАЗРЕЗАХ ОСАДКОВ

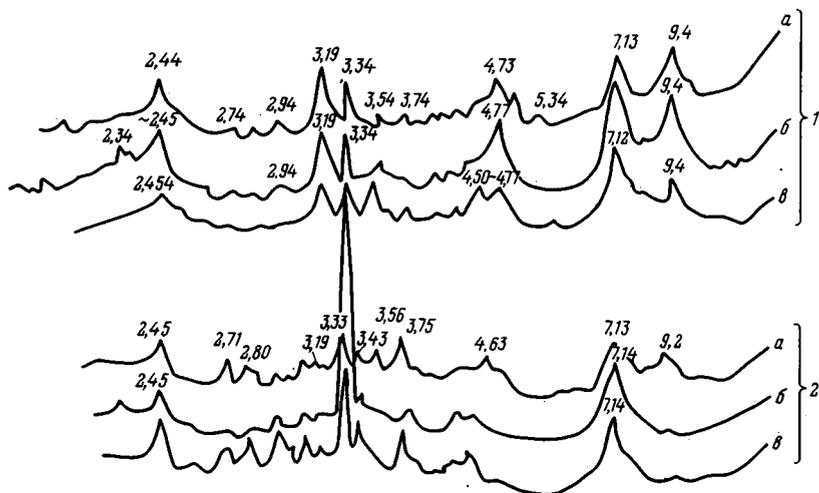
Характер распределения типов микроконкреций в осадках выяснялся путем изучения под бинокулярной лупой выделенной из них фракции >0,06 мм, очищенной от биогенной и терригенной составляющих и частично контролировался дифрактометрическими анализами (фиг. 4). Выделенные градации приведены на фиг. 1.

Распределение разных типов микроконкреций в общих чертах подчинено определенной зональности. Во многих случаях в верхней части разреза осадков господствуют микроконкреции I типа, в средней части устанавливается некоторое чередование осадков, содержащих разные типы микроконкреций (либо это практически чистый от примеси один из типов микроконкреций, либо преобладание одного из них). В нижних частях разрезов более развиты микроконкреции II типа. Таким образом, можно с уверенностью говорить об уменьшении количества микроконкреций I типа вниз по разрезу отложений изученных станций. Вместе с тем такое распределение нарушается при появлении среди осадков погребенных Fe—Mn-макроконкреций, обычно сопровождающихся также увеличением количества микроконкреций I типа, или относительно больших количеств явно переотложенных железистых микроконкреций, как это имеет место на ст. 655 [10]. В отличие от осадков многих станций, содержащих в поверхностных частях микроконкреции I типа, в верхних слоях осадков ст. 675 преобладают микроконкреции II типа, сложенные главным образом бернесситом, а в нижних — микроконкреции I типа, представленные, согласно просвечиваю-



Фиг. 4. Дифрактограммы микроконкреций, отобранных из осадков, изученных станций  
*a* — ст. 645 (190÷200 см); *б* — то же (318÷328 см); *в* — ст. 647 (200÷219 см); *г* — ст. 649 (5÷10 см); *д* — то же (150÷160 см); *е* — то же (275÷285 см); *ж* — то же (325÷330 см); *з* — ст. 651 (10÷20 см); *и* — то же (395÷410 см); *к* — то же (460÷480 см); *л* — ст. 653 (10÷20 см); *м* — то же (264÷278 см); *н* — ст. 675 (120÷140 см); *о* — то же (390÷425 см); *п* — то же (440÷475 см); *р* — ст. 655 (10÷15 см); *с* — то же (60÷70 см)

шей электронной микроскопии и рентгеновскому анализу, в основном неупорядоченным смешанослойным асболан-бузеритом (см. фиг. 1, 4). Увеличение абсолютных масс микроконкреций II типа к нижним частям разрезов и преобладание микроконкреций I типа в верхних слоях осадков наблюдалось рядом исследователей (например [7]). Эти авторы считают, что под влиянием старения и частичного обезвоживания 9,6 Å марганцевый минерал (принимаемый за тодорокит) трансформируется в бернессит или какую-то другую 7 Å марганцевую фазу. Проведенное нами изучение микроконкреций из ряда станций с помощью



Фиг. 5. Дифрактограммы микроконкреций  
 1 — ст. 643, интервал 325÷335 см; 2 — ст. 651, интервал 325÷337 см;  
 а — в — фракции, мм (а — >0,25; б — 0,25÷0,1; в — 0,1÷0,06)

просвечивающей электронной микроскопии (JEM-100С) не позволяет, однако, говорить о такой повсеместной трансформации, поскольку ни в одном из восьми просмотренных образцов, отобранных на разных горизонтах осадков из различных станций, не были установлены прямые переходы 9,6 Å марганцевого минерала в 7,2 Å минерал. Иначе говоря, ни разу не удалось обнаружить в одной и той же точке две разные фазы, как это имеет место при изучении асблан-бузеритов методом микродифракции электронов. Мы полагаем, что подобные трансформации, связанные со старением марганцевых фаз, должны проявляться в равной или хотя бы в близкой степени в микроконкрециях, отобранных из одних и тех же слоев, но имеющих разные размеры. Однако на самом деле это далеко не так.

Таблица 4

Относительное содержание микроконкреций в различных фракциях осадков, %

| Фракция, мм | Ст. 643 (325÷335 см) | Ст. 651 (325÷337 см) |
|-------------|----------------------|----------------------|
| >0,25       | 23                   | 54                   |
| 0,25÷0,1    | 75                   | 34                   |
| 0,1÷0,06    | 2                    | 12                   |

Выделенные из осадков ст. 643 (интервал 325÷335 см) и ст. 651 (интервал 325÷337 см) микроконкреции были разделены на фракции, относительное содержание которых приведено в табл. 4, а их дифрактометрические кривые — на фиг. 5. В одном случае (ст. 643) преобладающей является фракция 0,25÷0,1 мм, а в другом (ст. 651) — фракция >0,25 мм. Дифрактометрический анализ разных по размеру микроконкреций свидетельствует о довольно близких соотношениях в них 9,4 (9,2) и 7,12 Å марганцевых минералов во фракции >0,25 мм. В более мелких микроконкрециях количество 7,12 Å минералов заметно увеличивается. Эти данные позволяют высказать предположение, что наблюдаемая в общих чертах зональность в распределении I и II типов микроконкреций по размерам осадков связана не с трансформацией 9,6 Å марганцевых фаз в 7,2 Å за счет старения (дегидратации, перекристаллизации и др.), а с наличием в осадках механической смеси разных марганцевых микрообразований.

Показанные выше особенности распределения микроконкреций в разрезе осадков северо-востока Тихого океана позволяют несколько критически отнестись к суждениям некоторых авторов, полагающих, что при диагенезе глубоководных (окисленных) илов океанов, марганец, никель, медь и другие элементы могут быть мобилизованы для построения Fe—Mn-макроконкреций за счет разложения захороняющихся микроконкреций [17, 19 и др.].

Близкой точки зрения придерживаются Г. Н. Батурин и В. С. Савенко [1], указывающие на вероятное взаимодействие в захороняющихся осадках алюмосиликатного глинистого материала с поровыми водами, приводящее к снижению pH до 6,0÷7,5. По мнению авторов, в результате этого окисные соединения марганца (из микроконкреций и др.) переходят в раствор и мигрируют в дальнейшем вследствие диффузии к верхней границе ил — вода, где принимают затем участие в формировании Fe—Mn-конкреций. Мы не можем согласиться с этими теоретизированными представлениями. Тщательный просмотр под бинокулярной лупой, сканирующим микроскопом и микроскопом не дает для этого оснований, поскольку микростяжения не несут на себе каких-либо заметных следов растворения. Более того, в разрезе осадков, начиная от первых сантиметров и до забоя всех изученных нами станций, кроме микроконкреций всегда имеется определенное количество зубов рыб, обломков и целых радиолярий, комочков глин, обломков базальтов или продуктов их изменений и других образований, на которых видны разные по размеру и толщине Fe—Mn-выделения (см. фиг. 2, y), а ведь именно они, согласно Г. Н. Батурину и В. С. Савенко, должны в первую очередь подвергаться избирательному растворению при понижении pH порового раствора.

Изучение Fe—Mn-микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана дает возможность раскрыть ряд вопросов, связанных со строением, химическим и минеральным составом, а также с особенностями их распределения в рассматриваемых отложениях. Полученные данные свидетельствуют о том, что абсолютные массы микроконкреций ничтожно малы и не оказывают какого-либо существенного влияния на химический состав вмещающих их осадков. Этот вывод подтверждает результаты предыдущих исследований [2], проведенных на значительно меньшем числе станций. Среди изученных микроконкреций выделяются два основных типа различающихся между собой по ряду показателей. Микроконкреции I типа по своей морфологии, внутреннему строению, химическому и минеральному составу, содержанию Mn, Fe, Ni и Co достаточно близки к Fe—Mn-макроконкрециям. Вероятнее всего, микроконкреции I типа, так же как и Fe—Mn-макроконкреции, формировались гидрогенным путем, в результате поступления рудообразующих компонентов из придонной воды. Микроконкреции II типа резко отличаются от Fe—Mn-конкреций и микроконкреций I типа по форме, внутреннему строению, химическому и минеральному составу, а также по содержанию микроэлементов. Определенные различия намечаются между микроконкрециями I и II типов и по характеру распределения их в разрезах осадков. Микроконкреции II типа по сравнению с Fe—Mn-конкрециями и микроконкрециями I типа характеризуются более высоким значением Mn/Fe и повышенным содержанием никеля и меди. Последнее позволяет относить их также к гидрогенным образованиям. Микроконкреции II типа в осадках часто присутствуют в виде мелких скоплений, в небольших по размеру обломках плотной алевритистой глины, как правило, совместно с выделениями гипса, и ассоциируют с самородными металлами, интерметаллическими соединениями, с графитом, сульфидами, со сложными по составу железисто-марганцевыми карбонатами и другими гидротермальными минералами. Это дает нам основание считать рассматриваемые отложения перемещенными в район накопления из разломной зоны Кларин [9—12], где благодаря тектонической активности на поверхность выводились более древние осадки и гидротермальные образования. Наше представление в общем

согласуется с данными, полученными Дж. Бишоффом и др. [15] при изучении явно аллотигенных металлоносных осадков раннемиоценового возраста. Вероятнее всего, перемещенный, более древний, разнообразный по происхождению материал и способствует созданию сложной картины распределения Fe—Mn-микроконкреций, которая наблюдается в осадках северо-восточной части Тихого океана.

#### Литература

1. Батурин Г. Н., Савенко В. С. О диагенетическом механизме формирования пеллагических железомарганцевых конкреций. Международная ассоциация по генезису рудных месторождений (МАГРМ). VI Симпозиум. Тбилиси 6—12 сентября 1982 г. (тез. докл.). 1983, с. 289—290.
2. Волков И. И., Штеренберг Л. Е., Фомина Л. С. Железомарганцевые конкреции.— В кн.: Геохимия диагенеза и осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 169—223.
3. Глагольева М. А. Элементы железомарганцевой группы.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979, с. 143—202.
4. Горяинов И. Н., Винокурова Л. С., Федоров И. П. Особенности микроконкреций центральной котловины Тихого океана.— Тихоокеан. геология, 1982, № 6, с. 104—106.
5. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
6. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Литолого-фациальные типы осадков.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979, с. 13—42.
7. Чудаев О. В., Скорнякова Н. С., Пушардвский Д. Ю. и др. Минеральный состав железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 6, с. 1444—1447.
8. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Ермилова Л. П. и др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 5—21.
9. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболаны в океанических железомарганцевых конкрециях.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 5, с. 91—99.
10. Штеренберг Л. Е., Степанова К. А., Ильичева Л. В. Детали строения железомарганцевых конкреций Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 723—726.
11. Штеренберг Л. Е., Степанова К. А. Графит в осадках северо-восточной части Тихого океана (ст. 675 и 655).— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 460—462.
12. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения среди осадков северо-восточной части Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 133—139.
13. Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Г. Л. и др. Продукты вулканической деятельности в осадках ст. 655 (северо-восточная часть Тихого океана).— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 2, с. 17—32.
14. Addy S. K. Distribution of Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Coexisting Manganese Nodules and Micronodules.— Marine Geol. 1978, v. 28, № 1/2, p. m9—m17.
15. Bischoff J. L., Piper D. Z., Quinterno P. Nature and origin of metalliferous sediment in Domes site C, Pacific manganese nodules province.— Colloques Internationaux du CNRS, 1979, № 289, p. 119—136.
16. Immel R., Osmond J. K. Micromanganese nodules in deep-sea sediments: uranium-isotopic evidence for Post-Depositional origin.— Chem. Geol., 1976, v. 18, № 4, p. 263—272.
17. Marchig V., Gundlach U. Material balance in manganese nodule formation (North Central Pacific).— Geochim. et cosmochim. acta, 1982, v. 46, № 4, p. 693—695.
18. Monaco A. Les Micromineralis ations Polymetallianes structures bloaves des sediments Pelasias.— Chem. Geol., 1979, v. 27, № 1/2, p. 125—142.
19. Stoffers P., Glasby G. P., Thijssen T. e. a. The geochemistry of coexisting manganese nodules, micronodules, sediments and pore waters from live areas in the equatorial and S. W. Pacific.— Chem. Erde, 1981, B. 40, H. 4, p. 273—297.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
20.IX.1984

УДК 553.495 : 552.14

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
РУДНОЙ УРАНИЛФОСФАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ***ЖИЛЬЦОВА И. Г., ПОЛУПАНОВА Л. И., ШМАРИОВИЧ Е. М., ПЕРЛИНА С. А.*

В стандартных условиях определены величины произведений растворимости синтезированных уранилфосфатов (Н-отенита, Са-отенита, торбернита) и свободные энергии Гиббса образования этих минералов. Намечены основные способы возникновения природных уранилфосфатов.

Среди урановых минералов зоны гипергенеза важное место занимают фосфорно-урановые слюдки — уранилфосфаты. Они составляют большую группу отенита, главные природные представители которой — кальциевый отенит или собственно отенит  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ , торбернит  $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  и их маловодные аналоги, соответственно метаотенит и метаторбернит, содержащие шесть — восемь молекул кристаллизационной воды. Реже встречаются натриевые (натроотенит), железистые (бассетит), магниевые (салеит), бариевые (ураноцирцит), калиевые (анколеит), свинцовые (пржевальскит), водородные (водородный отенит), водородно-алюминиевые (ранункулит, ураношпатит, сабугалит), аммонийные (урамфит) и гидроксидно-алюминиевые (трид-голдит) уранилфосфаты.

Фосфорно-урановые слюдки — обычные компоненты зон окисления гидротермальных урановых месторождений. По данным А. А. Черникова [13], в аридных районах они образуются главным образом при окислении руд, относительно богатых дисульфидами железа, когда кислородные подземные воды, просачиваясь через рудные тела, приобретают кислую реакцию, способствующую выщелачиванию фосфора из пород. В гумидных же районах, где подпочвенные воды обогащены гуминовыми кислотами, уранилфосфаты, по мнению того же автора, могут возникать при окислении первичных урановорудных скоплений любых типов. Катионный состав слюдок определяется в первую очередь присутствием в окисляющихся рудах тех или иных металлов (Cu, Pb и др.) и гидрогеохимическими особенностями среды.

В зональности изменения сульфидно-урановых месторождений, детально изученной В. Г. Мелковым [6], область развития вторичных фосфорно-урановых слюдок (кальциевых вверху и медных внизу) располагается между зоной гидроокисно-силикатной уранильной минерализации и нижележащей зоной выщелачивания урана; последняя сменяется на глубину зоной регенерированных урановых черней. Близкая зональность описана Д. Вайантом и Ф. Стьюардом [22] для месторождения Мерисвейл в США.

Л. Н. Белова [2] образование фосфорных и других урановых слюдок рассматривает как результат второй стадии развития зоны окисления, когда среда становится значительно более кислой, нежели в начале процесса (при формировании окисно-силикатной зоны), но не настолько, чтобы мог осуществляться полный вынос урана кислородными водами. При этом уранилфосфаты, как правило, не образуют псевдоморфоз по первичным урановым минералам и создают обособленные скопления, обладающие явными признаками отложения из нисходящих окислительных растворов. Первичная рудная минерализация в этом процессе играет главным образом роль источника урана, а иногда и связывающих его компонентов (Cu, Ba, Pb и др.). Известны случаи возникновения натроотенитовой минерализации в трещинных зонах при

переотложении пластово-эпигенетического уранового оруденения входящими глеевыми растворами над пластами, содержащими костные остатки рыб [13].

Помимо зон окисления или частичного переотложения первичных урановых руд уранилфосфаты иногда образуют самостоятельные рудные скопления, которые могут представлять практический интерес. К числу подобных рудных проявлений, не имеющих прямой связи с какими-либо восстановленными минеральными формами урана, относится уранилфосфатное оруденение в углеродистых сланцах, тесно ассоциирующееся с уранилванадатами и сложенное главным образом отенитом, торбернитом и бассегитом [3, 4, 15]. Новообразования фосфорно-урановых слюдок размещаются вблизи зон трещинного окисления углеродистых кварцитов или филлитов и возникли совместно с отложением гётита и сульфатной минерализации (алузит, барит). В указанных работах аргументируются экзогенный эпигенетический генезис данного оруденения и его связь с деятельностью циркулировавших по пологим зонам трещиноватости инфильтрационных вод.

Для выяснения физико-химических условий образования природных фосфатов уранила и интерпретации данных минералогических наблюдений важную роль может сыграть использование термодинамических констант этих минералов. Однако соответствующие достоверные показатели в справочной литературе отсутствуют. Д. Лэнгмюр [18], опираясь на работу А. И. Москвина и др. [7] по исследованию растворимости гидроуранилфосфата и на неопубликованные данные экспериментов Т. Мута и др. по изучению обменных реакций между разнокатионными отенитами, попытался оценить величины стандартных свободных энергий Гиббса образования различных фосфорно-урановых слюдок. При этом рекомендованные значения  $\Delta G_f^0(298,15)$  составили, в частности, (в ккал/моль): для водородного отенита  $H_2(UO_2)_2(PO_4)_2$  —1008, кальциевого  $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2$  —1135, медного (торбернита)  $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2$  —988. Эти величины, естественно, трудно рассматривать как достоверные, поскольку в литературе по существу не описан способ их получения.

Оригинальный прием для оценки величины произведения растворимости отенита использовал В. С. Серебренников [12]. Им было принято, что искомая величина находится в интервале между значениями  $a_{Ca^{2+}} a_{UO_2^{2+}}^2 a_{PO_4^{3-}}^2$ , рассчитанными по данным гидрогеохимических исследований на тех урановых месторождениях, где развита отенит, и тех, где этот минерал отсутствует. В результате было получено значение  $IP Ca(UO_2)_2(PO_4)_2$ , равное  $5,5 \cdot 10^{-46} \pm 4,5$  (соответственно  $\Delta G_f^0(298,15) = -1135$  ккал/моль).

Указанный прием был справедливо подвергнут критике Л. Н. Беловой [2]. Дело в том, что резкая изменчивость физико-химических параметров (рН,  $C_{\Sigma U}$ ,  $C_{\Sigma P}$  и др.) и динамики трещинных вод в зонах окисления сульфидсодержащих руд в принципе исключает возможность строгой привязки этих параметров к участкам локально развитых скоплений соответствующей рудной минерализации.

Для решения поставленной задачи мы попытались получить химико-аналитическим путем характеристику произведений растворимости двух наиболее распространенных уранилфосфатов — кальциевого отенита и торбернита, а также редко встречаемого в природных условиях водородного отенита, поскольку для последнего имелась возможность сопоставления получаемых результатов с данными А. И. Москвина и др. [7]. Как и при изучении растворимости карнотита (4), для исследований целесообразно было использовать химически чистые синтетические аналоги названных минералов.

Синтезом урановых слюдок занимались многие советские и зарубежные ученые. Так, отенит был синтезирован Дж. Байнтеймой [16], Дж. Фейрчилдом [17], В. Росс [19] и др.

Водородный отенит синтезировался нами из растворов азотнокислого уранила и фосфорной кислоты с вариациями концентраций исходных реагентов и температуры. При строгом стехиометрическом соотношении реагентов из концентрированных (0,5 М) растворов, нагретых до 60°С в присутствии двойного — тройного избытка Са, был получен Н-отенит с тетрагональной элементарной решеткой; из разбавленных (0,03 М) холодных растворов аналогичного состава — тот же минерал с удвоенным параметром элемента С решетки; из больших объемов 0,5-молярных растворов реагентов — отенит с моноклинной (псевдотетрагональной) ячейкой. Первая модификация, вероятно, соответствует разновидности, исследовавшейся Е. Шульцем [20], вторая — изученной В. Росс [19], третья — охарактеризованной А. Вейсом и др. [21]. Рентгенографическое исследование, проведенное в камере РКУ-114 на Fe K<sub>α,β</sub>-излучении, показало, что все три полученных соединения относятся к структурному типу метаотенита, различаясь размерами и симметрией элементарных ячеек, что свидетельствует о явлениях полиморфизма среди синтезированных минералов. Они обладают единым химическим составом, описываемым формулой (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub> · (UO<sub>2</sub>)<sub>1,99–2,13</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> · (6,5 ÷ 7,8)H<sub>2</sub>O (в формулу на основании результатов ИК-спектроскопического изучения введен не водород, а оксоний).

Для изучения растворимости нами был выбран тетрагональный Н-метаотенит, полученный по первому способу при рН=1 (состав, %: UO<sub>3</sub> 65,97; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 16,32; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 7,60; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 10,52).

Кальциевый отенит был получен при одновременном сливании в 1500 мл воды по 25 мл 0,1М растворов нитрата уранила, нитрата кальция и фосфорной кислоты при рН 4. Состав, %: UO<sub>3</sub> 62,14, СаО 6,41; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 15,06, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 9,13; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 7,08; расчетная формула: Ca<sub>1,08</sub>(UO<sub>2</sub>)<sub>2,04</sub> · (PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> · 8,5H<sub>2</sub>O.

Торбернит был синтезирован, как и Н-метаотенит, из нагретых до 60°С растворов нитратов уранила, фосфорной кислоты и сульфата меди при стехиометрическом соотношении минералообразующих компонентов. Химический состав синтетического торбернита, %: UO<sub>3</sub> 61,53, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 15,72, CuO 8,25; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 9,10; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 6,14; расчетная формула: Cu<sub>0,94</sub>(UO<sub>2</sub>)<sub>1,96</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> · 7,725H<sub>2</sub>O.

Растворимость каждого из синтезированных уранилфосфатов изучалась в кислой области при двух различных значениях рН. Навеску минерала (1 г) заливали раствором НСl разной концентрации, приготовленным из соляной кислоты квалификации ос. ч. и бидистиллята. Растворение проводилось в полиэтиленовой посуде с термостатированием при 25°С и периодическом перемешивании ручным способом. Через определенные интервалы времени из прозрачного, отстоявшегося раствора отбирались аликвоты, и раствор анализировался на компоненты, входящие в состав исходного минерала: U и P в случае Н-отенита; U, P и Са — при растворении отенита; U, P, Cu — при работе с торбернитом. Уран определялся ванадатометрическим титрованием, кальций и медь после отделения от урана на силикагеле — атомно-абсорбционным методом, фосфор — фотометрическим методом по окрашенному фосфорно-молибденовому гетерокомплексу [11]. Во всех опытах тщательно замерялась конечная величина рН раствора.

Результаты замеров приведены в табл. 1. Соответствие между данными определения молярных концентраций урана и фосфора в случае Н-отенита, урана, фосфора и кальция в случае отенита, двух первых элементов и меди в случае торбернита — вполне удовлетворительное. Во всех опытах выход на плато, фиксирующий наступление равновесия в системе, осуществлялся примерно на 15—20-е сутки.

Полученные аналитические данные были использованы для расчета произведений растворимости исследовавшихся минералов. Коэффициенты активности γ, рассчитывались по формуле Дебая — Хьюккеля [8], в которой величина a<sup>0</sup> для однозарядных ионов принималась равной 3,5, двухзарядных — 6,0. Значения стандартной свободной энергии Гиббса образования фосфорной кислоты и ее диссоциатов заимствова-

Таблица 1

Аналитические данные содержаний в растворе различных компонентов ( $-\lg Cl$ , моль/кг  $H_2O$ ) при растворении уранилфосфатов ( $T=25^\circ C$ ,  $P=1$  бар)

| Н-отенит                |            |      |      | Са-отенит               |            |      |      |      | Торфенит                |            |      |      |      |  |
|-------------------------|------------|------|------|-------------------------|------------|------|------|------|-------------------------|------------|------|------|------|--|
| рН (ионная сила $\mu$ ) | время, сут | U    | P    | рН (ионная сила $\mu$ ) | время, сут | U    | P    | Са   | рН (ионная сила $\mu$ ) | время, сут | U    | P    | Си   |  |
| 1,62<br>(0,03)          | 1          | 3,05 | 3,17 | 1,60<br>(0,03)          | 1          | 3,32 | 3,30 | 3,65 | 1,65<br>(0,02)          | 1          | 4,06 | 4,11 | 4,45 |  |
|                         | 2          | 2,95 | 2,97 |                         | 4          | 2,91 | 2,91 | 3,35 |                         | 5          | 3,79 | 3,77 | 4,08 |  |
|                         | 5          | 2,86 | 2,90 |                         | 7          | 2,86 | 2,84 | 3,24 |                         | 12         | 3,62 | 3,59 | 3,90 |  |
|                         | 14         | 2,75 | 2,69 |                         | 19         | 2,82 | 2,79 | 3,16 |                         | 17         | 3,58 | 3,59 | 3,90 |  |
|                         | 15         | 2,75 | 2,73 |                         | 24         | 2,82 | —    | —    |                         | 19         | 3,58 | 3,56 | 3,90 |  |
|                         | 19         | 2,72 | 2,69 |                         | 25         | 2,82 | 2,79 | 3,12 |                         | 21         | 3,55 | 3,55 | 3,87 |  |
|                         | 29         | 2,72 | 2,69 |                         |            |      |      |      |                         | 37         | 3,55 | 3,55 | 3,86 |  |
|                         | 33         | 2,72 | 2,69 |                         |            |      |      |      |                         |            |      |      |      |  |
|                         | Принято    | 2,71 | 2,71 |                         | Принято    | 2,82 | 2,82 | 3,12 |                         | Принято    | 3,55 | 3,55 | 3,85 |  |
| 1,09<br>(0,1)           | 1          | 2,19 | 2,26 | 1,28<br>(0,06)          | 1          | 2,74 | 2,78 | 2,94 | 1,32<br>(0,05)          | 5          | 3,31 | 3,33 | 3,65 |  |
|                         | 3          | 2,18 | 2,20 |                         | 6          | 2,57 | 2,58 | 2,93 |                         | 7          | 3,25 | 3,27 | 3,55 |  |
|                         | 8          | 2,10 | 2,15 |                         | 8          | 2,54 | —    | —    |                         | 10         | 3,22 | 3,24 | 3,54 |  |
|                         | 13         | 2,08 | 2,09 |                         | 15         | 2,49 | 2,60 | 2,87 |                         | 12         | 3,20 | 3,17 | 3,47 |  |
|                         | 53         | 2,08 | 2,07 |                         | 20         | 2,50 | 2,50 | 2,80 |                         | 19         | 3,14 | 3,17 | 3,45 |  |
|                         | 56         | 2,08 | 2,08 |                         | 25         | 2,50 | 2,50 | 2,80 |                         | 25         | 3,14 | 3,17 | 3,45 |  |
|                         | Принято    | 2,08 | 2,08 |                         | Принято    | 2,50 | 2,50 | 2,80 |                         | Принято    | 3,15 | 3,15 | 3,45 |  |

лись из справочника [8], иона уранила и его комплексов — из обобщающей таблицы, приведенной в статье Р. П. Рафальского и др. [10].

Валовая концентрация урана в рассматриваемой водно-солевой системе определяется суммой моляльностей уранила, его гидроксокомплексов и хлоркомплекса:

$$C_{\Sigma U} = \frac{a_{UO_2^{2+}}}{\gamma_{UO_2^{2+}}} + \frac{a_{UO_2Cl^+}}{\gamma_{UO_2Cl^+}} + \frac{a_{UO_2OH^+}}{\gamma_{UO_2OH^+}} + \frac{a_{(UO_2)_2(OH)_2^{2+}}}{\gamma_{(UO_2)_2(OH)_2^{2+}}} + a_{UO_2(OH)_2^0}; \quad (1)$$

валовые концентрации кальция и меди — суммой моляльностей одноименных ионов, их хлоркомплекса (для Cu) и гидроксокомплексов:

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

$$C_{\Sigma Cu} = \frac{a_{Cu^{2+}}}{\gamma_{Cu^{2+}}} + \frac{a_{CuCl^+}}{\gamma_{CuCl^+}} + \frac{a_{CuOH^+}}{\gamma_{CuOH^+}} + \frac{a_{Cu(OH)_3^-}}{\gamma_{Cu(OH)_3^-}}; \quad (3)$$

валовая концентрация фосфора — суммой моляльностей фосфорной кислоты и ее диссоциатов:

$$C_{\Sigma P} = a_{H_3PO_4^0} + \frac{a_{H_2PO_4^-}}{\gamma_{H_2PO_4^-}} + \frac{a_{HPO_4^{2-}}}{\gamma_{HPO_4^{2-}}} + \frac{a_{PO_4^{3-}}}{\gamma_{PO_4^{3-}}}. \quad (4)$$

Так как изучение растворимости уранилфосфатов проводилось в кислой области, то тремя последними слагаемыми уравнения (1), вторым членом уравнения (2) и двумя последними членами уравнений (3) и (4) можно пренебречь (из-за их малой величины). Тогда, используя константы диссоциации фосфорной кислоты, константы гидролиза катионов и комплексообразования, рассчитанные согласно указанным выше источникам, получим

$$a_{UO_2^{2+}} = C_{\Sigma U} \frac{\gamma_{UO_2^{2+}} \gamma_{UO_2Cl^+}}{\gamma_{UO_2Cl^+} + a_{H^+} 10^{0,21}}; \quad (1a)$$

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

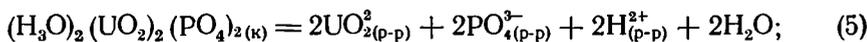
$$a_{Cu^{2+}} = C_{\Sigma Cu} \frac{\gamma_{Cu^{2+}} \gamma_{CuCl^+}}{\gamma_{CuCl^+} + a_{H^+} 10^{0,95}}; \quad (3a)$$

$$a_{PO_4^{3-}} = C_{\Sigma P} \frac{10^{-21,68} \gamma_{H_2PO_4^-}}{a_{H^+}^3 \gamma_{H_2PO_4^-} + a_{H^+}^2 10^{-2,14}}. \quad (4a)$$

Значение ПР водородного отенита находим перемножением квадратов активностей ионов  $H^+$ ,  $UO_2^{2+}$  и  $PO_4^{3-}$  при данной величине pH, кальциевого отенита — активности  $Ca^{2+}$  и квадратов активностей  $UO_2^{2+}$  и  $PO_4^{3-}$ , торбернита — квадратов двух последних величин и активности  $Cu^{2+}$ .

Результаты выполненных вычислений сведены в табл. 2.

Как видно, логарифмы произведений растворимости каждого из минералов, полученные при двух различных показателях pH, разнятся на величину, не превышающую первых десятых долей; такие расхождения следует признать допустимыми. Приняв в качестве усредненных величин ПР H-отенита  $10^{-48,35}$ , Ca-отенита  $10^{-49,6}$  и торбернита  $10^{-52,6}$ , нетрудно определить значения свободных энергий Гиббса образования этих минералов путем использования уравнений реакций



$$\Delta G_{298,16(p5)}^0 = 65,95 \text{ ккал/моль}; \Delta G_{298,16}^0 (H_3O)_2(UO_2)_2(PO_4)_2 = \\ = -1121,5 \text{ ккал/моль};$$



$$\Delta G_{298,15(\text{p}^0)}^0 = 67,65 \text{ ккал/моль}; \Delta G_{298,15}^0 \text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 = -1141,9 \text{ ккал/моль};$$



$$\Delta G_{298,15(\text{p},7)}^0 = 71,35 \text{ ккал/моль}; \Delta G_{298,15}^0 \text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 = -998,3 \text{ ккал/моль}.$$

При вхождении в состав каждого уранилфосфата  $n$  молекул кристаллизационной воды абсолютная цифра  $\Delta G_{298,15}^0$  его образования возрастает соответственно на  $56,69n$  ккал/моль.

Таблица 2

Результаты расчета произведений растворимости минеральных уранилфосфатов

| Минерал  | рН   | -lg $a_i$          |                  |                  |                    | -lg ПР                 |   |
|--|------|--------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------------|---|
|  |      | $\text{UO}_2^{2+}$ | $\text{Ca}^{2+}$ | $\text{Cu}^{2+}$ | $\text{PO}_4^{3-}$ | при данном значении рН | принятая величина   |
| Н-отенит   | 1,62 | 2,92               |                  |                  | 19,66              | 48,50                  | $-\lg [a_{\text{H}^+}^2 a_{\text{UO}_2^{2+}}^2 a_{\text{PO}_4^{3-}}^2]$   |
| $(\text{H}_2\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$ | 1,09 | 2,47               |                  |                  | 20,54              | 48,20                  | 48,35   |
| Отенит   | 1,60 | 3,09               | 3,38             |                  | 19,98              | 49,52                  | $-\lg [a_{\text{Ca}^{2+}} a_{\text{UO}_2^{2+}}^2 a_{\text{PO}_4^{3-}}^2]$ |
| $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$              | 1,28 | 2,87               | 3,14             |                  | 20,41              | 49,70                  | 49,6  |
| Торбернит  | 1,65 | 3,80               |                  | 4,14             | 20,44              | 52,54                  | $-\lg [a_{\text{Cu}^{2+}} a_{\text{UO}_2^{2+}}^2 a_{\text{PO}_4^{3-}}^2]$ |
| $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$              | 1,32 | 3,49               |                  | 3,87             | 20,91              | 52,67                  | 52,6  |

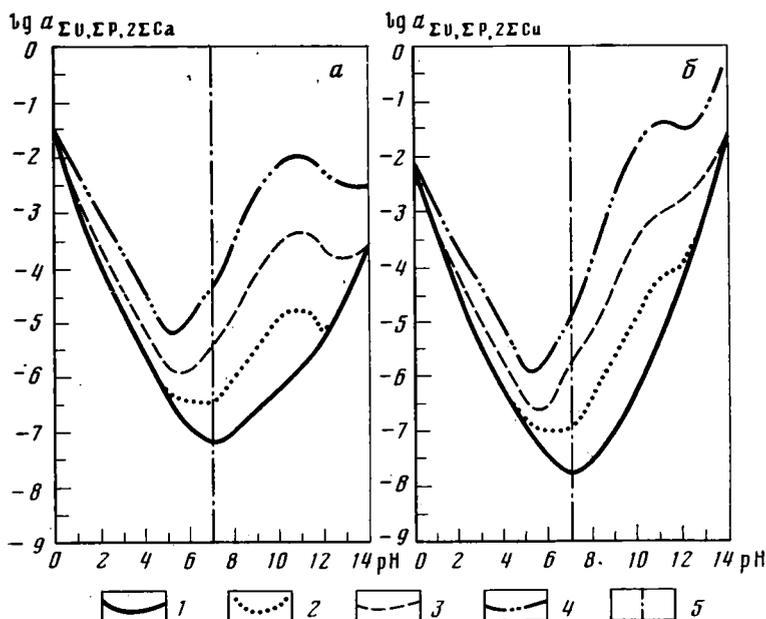
Если представить формулу водородного отенита в виде  $\text{H}_2(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{PO}_4)_2$ , то расчетное значение  $\Delta G_{298,15}^0$  образования этого минерала составит  $-1008,1$  ккал/моль, что практически полностью совпадает с величиной, вычисляемой по данным работы А. И. Москвина и др. [7] и приведенной в статье Д. Лэнгмюра [18], т. е.  $-1008$  ккал/моль. Вместе с тем полученные нами значения  $\Delta G_{298,15}^0$  двух других исследованных минералов контрастно отличаются от принятых названным автором (соответственно  $-1141,9$  и  $-1135$  ккал/моль для отенита,  $-998,3$  и  $-988$  для торбернита), свидетельствуя о существенно меньшей растворимости ведущих уранилфосфатов. Значительно меньше (на 4,5 порядка) найденное нами произведение растворимости отенита ( $10^{-49,6}$ ) и величины, рекомендованной В. С. Серебренниковым ( $10^{-45,26}$ ).

На фиг. 1 приведены рассчитанные на основе полученных термодинамических показателей кривые зависимости растворимости отенита и торбернита от рН. Методика построения подобных диаграмм изложена в наших предыдущих статьях [4, 15].

Как видно, оба минерала имеют два максимума растворимости (кислотный и щелочной) при минимуме, сдвигающемся при повышении степени карбонатности растворов из нейтральной в слабокислую обстановку. При концентрациях сульфат-иона и валовой углекислоты, характерных для экзогенных природных сред ( $10^{-3}$ — $10^{-2}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ), отенит значительно лучше растворим в кислой обстановке по сравнению со щелочной; для торбернита эти соотношения обратные — его кривые имеют большую крутизну прежде всего из-за образования устойчивых гидроксидных и карбонатных комплексов меди при высоких значениях рН. В кислых и нейтральных средах растворимость отенита почти на порядок выше, чем торбернита; в сильно же щелочных средах последний, напротив, становится гораздо более растворимым (при рН 14 — более чем на два порядка).

Как следует из данных, приведенных на фиг. 2, в обычных условиях ( $T = 25^\circ \text{C}$ ,  $C_{\text{ZCO}_2} = C_{\text{ZSO}_4} = 0 \div 10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) отенит образовывается вместо торбернита, когда активность (или концентрация) кальция в растворе превышает активность меди более чем в 1000 раз; в ще-

лочной среде поле отенита практически вытесняет поле торбернита, и последний здесь становится неустойчивым. В условиях обычных инфильтрационных кислородных вод, характеризующихся усредненными значениями активностей  $\Sigma\text{CO}_2$  и  $\Sigma\text{SO}_4$  порядка  $10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ , растворимость отенита, выраженная в активных концентрациях урана или фосфора, составит примерно  $10^{-6}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  (соответственно  $2,4 \cdot 10^{-4}$  г/л U;  $3,1 \cdot 10^{-5}$  г/л P при содержании Ca  $2 \cdot 10^{-5}$  г/л).



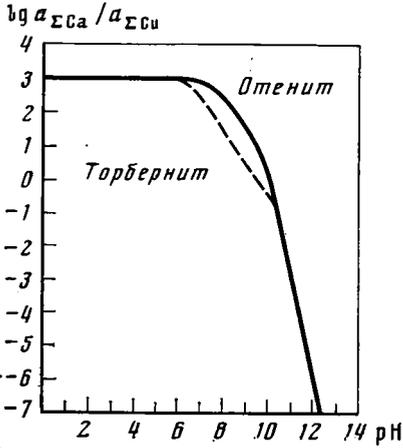
Фиг. 1. Кривые зависимости растворимости отенита (а) и торбернита (б) от рН при равных значениях активностей валовой углекислоты и сульфатной серы, моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ :  
1 — 0; 2 — 0,001; 3 — 0,01; 4 — 0,1; 5 — нейтральная линия воды

• Водородный отенит, согласно термодинамическим расчетам, может быть стабильным только в ультракислых средах — для концентраций Ca  $10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  при  $\text{pH} < 0,63$  и для концентраций Cu  $10^{-7}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  при  $\text{pH} < 0,73$ . Однако в лабораторных условиях Н-отенит синтезировался нами в присутствии ощутимых количеств кальция и при более высоких значениях рН, что может свидетельствовать о расширении поля его устойчивости в природе в качестве метастабильной фазы.

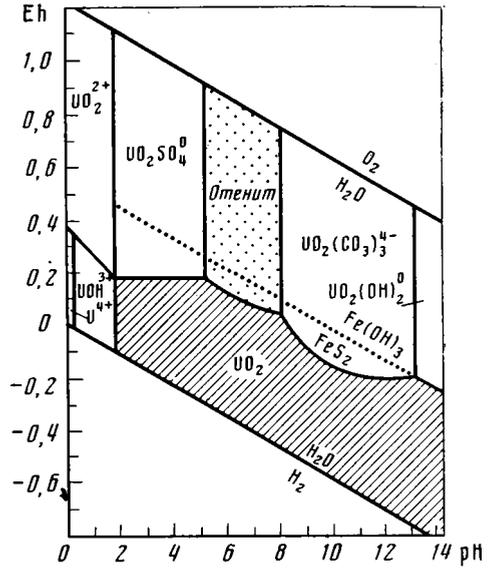
Основываясь на полученной величине  $\Delta G^{\circ}_{298,15}$  отенита, мы рассчитали положение поля этого минерала на диаграмме Eh — рН, построенной для постоянных значений  $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = a_{\Sigma\text{Ca}} = 10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $a_{\Sigma\text{P}} = a_{\Sigma\text{U}} = 10^{-7}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $T = 25^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 1$  бар (фиг. 3). Поле устойчивости отенита расположено в окислительной близнейтральной (включая слабокислую и слабощелочную) области. Его нижняя граница определяется равновесием рассматриваемого минерала с окислами урана (IV) и диссоциатами ортофосфорной кислоты —  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  (преобладает при  $\text{pH} < 7,2$ ) и  $\text{HPO}_4^{2-}$  (преобладает при более высокой щелочности). При принятых параметрах эта граница располагается примерно на 60 мВ ниже линии равновесия гётит — пирит, в связи с чем ассоциация отенита с дисульфидами железа является возможной и в стандартных условиях термодинамически стабильной.

Так как экзогенная уранилфосфатная минерализация наиболее устойчива в окислительной близнейтральной или слабокислой малокарбонатной гидрогеохимической обстановке (см. фиг. 1, 3), то могут быть намечены четыре наиболее вероятных способа ее формирования: 1) при воздействии кислородных вод, несущих шестивалентный уран,

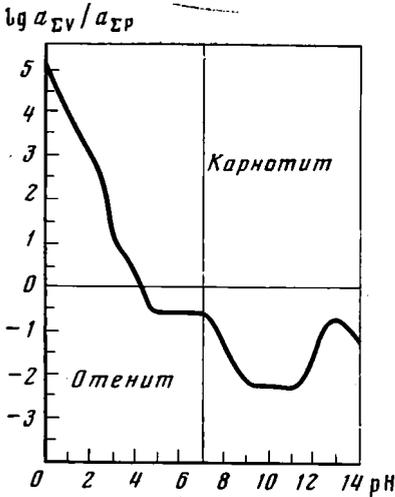
на породы, богатые фосфором, или любых окисляющих растворов — на породы, богатые одновременно фосфором и ураном (IV); 2) при подщелачивании (нейтрализации) растворов, резко подкислившихся (до



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

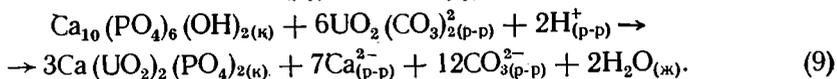
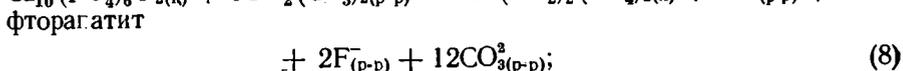
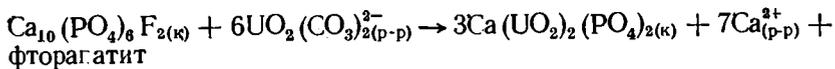
Фиг. 2. Положение линии равновесия отенит — торбернит в зависимости от величины pH и отношения валовых активностей Ca и Si. Сплошная линия  $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = 0$ ; пунктирная  $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = 10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$

Фиг. 3. Положение поля отенита среди полей преобладания соединений урана на диаграмме Eh — pH при  $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = a_{\Sigma\text{Ca}} = 10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $a_{\Sigma\text{U}} = a_{\Sigma\text{P}} = 10^{-7}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ . Пунктиром показана линия равновесия гидрогетит — пирит

Фиг. 4. Положение линии равновесия карнотит — отенит в зависимости от величины pH и отношения валовых активностей ванадия и фосфора ( $a_{\Sigma\text{Ca}}/a_{\text{K}^+} = 10^{1,5}$ )

pH 3,5 и ниже) в ходе окисления сульфидно-урановых руд или сульфидоносных пород с фосфором и ураном; 3) при подкислении (нейтрализации) щелочных растворов (pH 8—9) в результате их взаимодействия с минеральными подкислителями и кислыми водами; 4) при декарбонатизации растворов, обуславливаемой их дегазацией (удаление  $\text{CO}_2$  (газ)) в близнейтральной среде.

Первому способу отвечает образование отенитов замещения, развивающихся по первичным фосфатным (апатиты, фосфориты и др.) и фосфатно-урановым минералам. В близнейтральных условиях среды при обычной карбонатности подземных вод ( $10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) процесс псевдоморфного отенитообразования описывается реакциями



В более щелочных средах ( $\text{pH} > 7,5$ ) при той же валовой карбонатности растворов в качестве продукта замещения апатита к отениту добавляется кальцит. Реакция (9) протекает с поглощением  $\text{H}^+$ -ионов, т. е. требует повышенной кислотности среды. Как показывает решение уравнения

$$\lg a_{\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}} = 8,55 + 1,17 \lg a_{\text{Ca}^{2+}} + 2 \lg a_{\text{CO}_3^{2-}} + 0,33 \text{pH}, \quad (9a)$$

характеризующего реакцию (9), при значениях  $a_{\text{Ca}} = a_{\text{CO}_2} = 10^{-2,5}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  замещение гидроксилapatита отенитом при  $\text{pH}$  8 требует нереально высокой активности урана в растворе  $10^{-1,4}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  (без учета ионной силы — порядка 9 г/л), а при  $\text{pH}$  6 — всего лишь  $10^{-7}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  (порядка  $2,4 \cdot 10^{-5}$  г/л). С этим выводом согласуются особенности зон окисления фосфорно-урановых руд в карбонатных породах, когда развитие отенита наблюдалось только при разложении апатитов, содержащих углеродистое вещество и сульфиды, т. е. в локальных участках относительного подкисления вод [13].

Фторапатит замещаться отенитом практически не может, так как, согласно уравнению (8), для осуществления этого процесса требуется нереально высокая ( $> 1$  г/л) концентрация воднорастворенного урана. Так же мало вероятно непосредственное замещение фосфорными слюдками основных первичных минералов урана (IV) — уранинита, настурана, коффинита — из-за низких содержаний фосфора в омывающих их водах; исключение составляет фосфат четырехвалентного урана (нингиоит), в котором оба элемента (U и P) исходно связаны между собой:



Таким образом, развитие отенитов замещения должно быть свойственно зонам окисления урановых месторождений, содержащих гидроксилapatит (при относительно кислой среде) или нингиоит.

Второй способ, характеризующий образование отенитов осадения, является, вероятно, ведущим при формировании уранилфосфатной минерализации. Исследователи зон окисления урановых месторождений подчеркивают, что «фосфаты уранила обычно развиты на месторождениях, в которых неокисленные руды обогащены дисульфидами, так как для перевода фосфора в раствор необходима кислая среда, возникающая при окислении дисульфидов» [13, с. 190]. Именно поэтому рассматриваемая слюдовая минерализация есть принадлежность зон окисления прежде всего сульфидно-урановых (а не фосфорно-урановых) месторождений. Вместе с тем она вполне может формироваться в связи с процессами окисления осадочных толщ, изначально богатых сульфидной серой, ураном и фосфором. Их пример представляют формации углеродистых сланцев и пластовых фосфоритов, при окислении пород которых  $\text{pH}$  подземных вод может снижаться до 3,5—2,5.

В экспериментах, выполненных Г. А. Шугиной совместно с авторами настоящей статьи [4, 15], после 2,5-месячной обработки раздробленных образцов неизмененных углеродистых кварцитов и филлитов (исходное содержание сульфидной серы  $0,6 \div 3,2\%$ ) водопроводной водой величина  $\text{pH}$  последней, первоначально находившаяся на уровне 7,7—7,8, снизилась до  $3,45 \div 2,30$ , а содержание фосфора в растворе составило  $2 \cdot 10^{-5} \div 7 \cdot 10^{-4}$  г/л при содержании урана  $2 \cdot 10^{-3} \div 1,9 \cdot 10^{-1}$  г/л и меди  $1,5 \cdot 10^{-3} \div 1,0$  г/л. Например, в работе с одним из таких образцов с исходным содержанием, %:  $S_{\text{сульфид}} 1,93$ , Na 0,1, Mg 0,5, Ca 0,3,

К 0,37 конечная величина рН достигла 3,02, концентрации: сульфат-иона 1,75 г/л, кальция 300 мг/л, урана 3,5 мг/л, меди 1,5 мг/л, фосфора  $2 \cdot 10^{-5}$  г/л. Преобладающей формой нахождения U в данном растворе является  $UO_2SO_4^0$ , фосфора —  $H_2PO_4^-$ , кальция —  $CaSO_4^0$ , меди —  $CuSO_4^0$ ; расчетная активность уранила составляет  $10^{-6,03}$ , катиона  $Ca^{2+} - 10^{-2,95}$ ,  $Cu^{2+} - 10^{-5,34}$ , иона  $PO_4^{3-} - 10^{-19,08}$ , произведение активностей  $a_{Ca^{2+}} a_{UO_2^2}^2 a_{PO_4^{3-}}^2 = 10^{-53,17}$  и  $a_{Cu^{2+}} a_{UO_2^2}^2 a_{PO_4^{3-}}^2 = 10^{-55,56}$ .

Как видим, растворы, полученные при окислении углеродистых сланцев и выщелачивании из них Ca, Cu, U, P, на несколько порядков недосыщены компонентами, входящими в состав отенита ( $PR = 10^{-49,6}$ ) и торбернита ( $10^{-52,6}$ ). Увеличение рН такого раствора до 5 (что может быть обусловлено его взаимодействием с любой неокислявшейся породой) должно привести к возрастанию активности иона  $PO_4^{3-}$  и соответственно возрастанию произведения активностей  $a_{Ca^{2+}} a_{UO_2^2}^2 a_{PO_4^{3-}}^2$  до  $10^{-47,08}$  и активностей  $a_{Cu^{2+}} a_{UO_2^2}^2 a_{PO_4^{3-}}^2$  до  $10^{-49,44}$ , значительно больших,

чем PR отенита и торбернита. Из двух этих минералов в рассматриваемом случае будет осаждаться торбернит, так как отношение  $a_{Ca^{2+}}/a_{Cu^{2+}}$ , равное  $10^{2,93}$ , не превышает  $10^3$ . Вероятно, таким путем на нейтрализационном геохимическом барьере (щелочном барьере в кислотном плече, по А. И. Перельману [9]), ниже границы распространения в трещинных водах свободного кислорода, происходило отложение уранилфосфатов в ассоциации с уранилванадатами, гидроокислами и фосфатами железа, окислами ванадия, сульфатами и другими минеральными компонентами на слюдковых урановых месторождениях в зонах гипергенного преобразования металлоносных углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев. Этот же механизм формирования вторичной уранилфосфатной минерализации (резкое подкисление окисляющих подземных вод → выщелачивание из пород U, P, Cu → нейтрализация растворов ниже по потоку при взаимодействии с породами, содержащими основания, → осаждение фосфорно-урановых слюдок) характерен для зон окисления сульфидно-урановых гидротермальных месторождений.

На месторождениях слюдковых урановых руд в углеродистых сланцах выделения уранилфосфатов (отенит и др.) обычно ассоциируют со скоплениями уранилванадатов (карнотит и др.), нередко замещая последние. Физико-химической интерпретации этого парагенеза может способствовать диаграмма, приведенная на фиг. 4 и характеризующая положение линии равновесия карнотит — отенит в зависимости от щелочно-кислотного показателя среды и соотношения валовых активностей воднорастворенных ванадия и фосфора при постоянной величине  $a_{Ca^{2+}}/a_{K^+}$ , принятой равной  $10^{4,5}$  при  $a_{Ca^{2+}} = 10^{-2,5}$  и  $a_{K^+} = 10^{-4}$  моль/кг  $H_2O$ ,  $T = 25^\circ C$  и  $P = 1$  бар. Диаграмма рассчитана на основе использования приведенных в справочнике [8] величин  $\Delta G_{f(298,15)}^0$  образования ортованадиевой, ортофосфорной кислот и их диссоциатов, а также значения  $\Delta G_{f(298,15)}^0$  образования отенита, полученного в настоящей работе ( $-1141,9$  ккал/моль), и карнотита  $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2$  — при наших предыдущих исследованиях ( $-1100,08$  ккал/моль).

Из диаграммы следует, что взаимоотношения между двумя рассматриваемыми минеральными фазами в большой степени определяются величиной рН среды. В условиях высокой кислотности, даже при резком преобладании в растворах ванадия над фосфором, устойчивым оказывается отенит; в щелочных же средах, напротив, при значительном (на 1—2 порядка) преобладании фосфора над ванадием — карнотит. Это обстоятельство имеет решающее значение для объяснения наблюдаемой на слюдковых месторождениях в углеродистых сланцах последовательной смены карнотитовой минерализации минералами группы отенита в ходе снижения рН окисляющих растворов и разрастания зоны с предельно высокой кислотностью среды.

Реализация в природе третьего способа образования уранилфосфатов — при резком снижении рН исходно щелочных грунтовых ураноносных вод в результате их взаимодействия с минеральными подкислителями и кислыми растворами — маловероятна, так как в этом случае, согласно выполненным расчетам (см. фиг. 4), даже при преобладании в растворах Р над V, будут осаждаться преимущественно ванадаты (а не фосфаты) уранила. Эта особенность и свойственность предположительно возникшим на кислотном геохимическом барьере месторождениям в «калькретах» и «гипкретах» [4, 15], где единственным рудным урановым минералом является карнотит.

Четвертый способ формирования отенитовой минерализации — при уменьшении карбонатной компоненты растворов в связи с удалением углекислоты (дегазации) — в конкретных условиях сферы гипергенеза представляется также малореальным. Газообразная углекислота в грунтовых водах содержится обычно в количествах, составляющих миллиграммы и первые десятки миллиграммов на литр при валовых концентрациях карбонатного вещества (представленного в основном гидрокарбонат-ионом), составляющих десятки и первые сотни миллиграммов на литр [14]. Следовательно, падение  $p\text{CO}_2$  в таких растворах слабо влияет на величину их общей карбонатности и соответственно едва ли может быть непосредственной причиной возникновения уранилфосфатов. Сопряженное же с процессом дегазации подщелачивание вод будет скорее стимулировать растворение уранилфосфатной минерализации, чем ее осаждение. По крайней мере случаи, где скопления отенита или торбернита ассоциируют с зонами эпигенетической карбонатизации, маркирующими участки дегазации подземных кислородных вод, нам неизвестны.

\* \* \*

1. Выполненные экспериментальные исследования позволили определить величину произведения растворимости трех синтезированных уранилфосфатов, которые по химическому составу и характеру кристаллической решетки полностью соответствуют природным: водородного отенита ( $10^{-48,35}$ ), кальциевого отенита ( $10^{-49,6}$ ) и торбернита ( $10^{-52,6}$ ). Величина ПР первого минерала совпадает с ранее полученным значением [7]; растворимость Са-отенита и торбернита оказалась на несколько порядков ниже, чем это принято в работе [18]. Соответственно расчетные величины  $\Delta G^0_{f(298,15)}$  изученных минералов (без учета кристаллизационной воды) составили:  $-1121,5$  для  $(\text{H}_3\text{O}_2)(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{PO}_4)_2$ ;  $-1141,9$  для  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$ ;  $-998,3$  ккал/моль для  $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$ .

2. Растворимость Са-отенита и торбернита в очень большой степени зависит от рН среды: резко возрастает в ультракислой и щелочной областях и минимальна в слабокислой и нейтральной. Повышение общей карбонатности вод способствует также переводу компонентов данных минералов в растворенное состояние. Н-отенит формируется только в ультракислой среде. В кислой и нейтральной средах отенит будет отлагаться вместо торбернита, когда величины активностей  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Cu}^{2+}$  различаются более чем на три порядка. В щелочной области эти отношения быстро меняются в сторону равенства концентраций названных металлов и преобладания меди; здесь, как правило, более устойчивым должен быть отенит.

3. Ведущим фактором, определяющим формирование рудной уранилфосфатной минерализации, является нейтрализация подземных вод, резко подкислившихся в ходе окисления руд сульфидно-урановых месторождений или пород, изначально богатых сульфидной серой, ураном и фосфором. Уранилванадаты (карнотит) отлагаются в целом при более высоких значениях рН среды по сравнению с уранилфосфатами. Последовательная смена этих минеральных групп при формировании слюдового оруденения на месторождениях в черных сланцах отражает процесс раскисления минерализующих растворов и разрастания

зоны наиболее высокой кислотности. Уранилфосфатная минерализация может возникать также при взаимодействии слабокислых ураноносных кислородных вод с породами, содержащими гидроксилпатит, или любых кислородных вод с фосфатами четырехвалентного урана (нингиотит). Формирование этой минерализации другими мыслимыми способами (при подкислении подземных вод или их декарбонатизации — дегазации) в природных условиях мало вероятно.

#### Литература

1. Батулин С. Г. Региональные факторы формирования урановых месторождений в калькретах.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 49—55.
2. Белова Л. Н. Зоны окисления гидротермальных месторождений урана. М.: Недра, 1975. 158 с.
3. Голубев Б. Б. Особенности проявления и условия образования инфильтрационной урановой минерализации в черносланцевых толщах фанерозойских складчатых областей и фундамента молодых платформ.— В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 212—217.
4. Жильцова И. Г., Шмарович 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. Леонова Е. Н. Синтез вторичных фосфатов и арсенатов урана. Тр. ИГЕМ, 1958, вып. 30, с. 37—55.
6. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 219 с.
7. Москвин А. И., Шелякина А. М., Перминов П. С. Производство растворимости уранилфосфата, состав и константы диссоциации фосфатных комплексов уранила.— Журн. неорг. химии, 1967, т. XII, вып. 12, с. 3319—3325.
8. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
9. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
10. Рафальский Р. П., Алексеев В. А., Ананьева Л. А. Фазовый состав синтетических и природных оксидов урана.— Геохимия, 1979, № 11, с. 1601—1615.
11. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
12. Серебрянников В. С. Гидрогеохимические условия образования мышьяковых и фосфорных слюдок урана.— Геохимия, 1966, № 5, с. 502—509.
13. Черников А. А. Поведение урана в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1981. 207 с.
14. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
15. Шмарович Е. М., Жильцова И. Г., Пакульнис Г. В., Шугина Г. А. Роль изменения рН среды в формировании первичного слюдкового уранового оруденения.— Сов. геология, 1982, № 2, с. 33—43.
16. Veintema J. On the composition and crystallography of autunite and metaautunites.— Rec. travaux chim. Pays-Bas et Belgique, 1938, v. 57, p. 155—175.
17. Fairchild J. G. Base exchange in artificial autunites.— Amer. Mineralogist, 1929, v. 41, № 7, p. 265—275.
18. Langmur D. Uranium solution-minerals equilibria at low temperatures with application to sedimentary ore deposits.— Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, № 6, p. 547—569.
19. Ross V. Studies of uranium minerals: synthetic hydrogen-autunite.— Amer. Mineralogist, 1955, v. 40, № 9—10, p. 917—919.
20. Schulte E. Zur Kenntnis der Uranglimmer (Kristallchemische Untersuchung von Alkaliuranylphosphaten und Alkaliuranylarсенатен).— Neues Lahaibuch für Mineralogy, 1965, H. 8, S. 242—246.
21. Weiss A., Harlt K., Hofmann U. Zur Kenntnis von Monohydrogen-uranylarсенат  $\text{HUO}_2\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  und Monohydrogen-uranylarсенат  $\text{HUO}_2\text{AsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ .— Z. Naturforsch., 1957, B. 12b, S. 669—671.
22. Wyant D. G., Stugard F. Secondary uranium deposits in the United States.— Geol. Surv. Circ., 1952, v. 7, p. 220.

УДК 551.72(551.53)

**РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО —  
ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЗАПАДНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО  
ПРИБАЙКАЛЬЯ****МАСЛОВ В. К., КИЧКО А. И.**

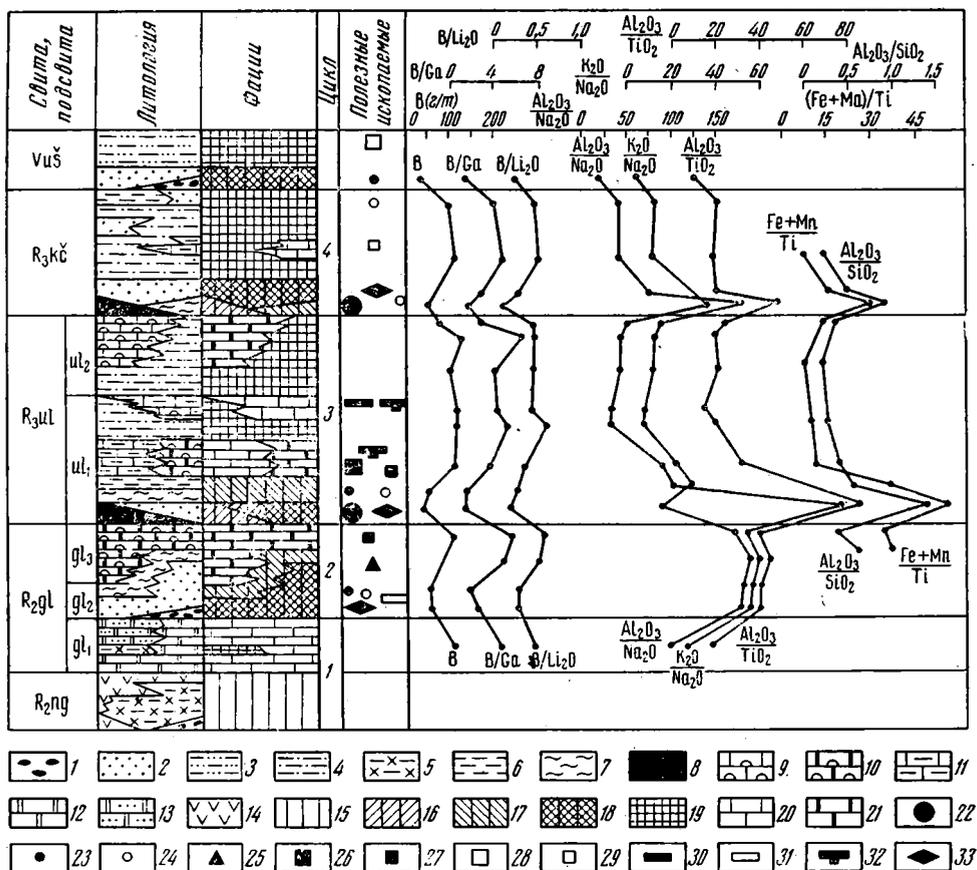
В данной работе рассмотрена геохимическая и рудная зональность в стратиграфическом разрезе, на фаціальном профиле и по простиранию отложений среднего — верхнего рифея и венда. Это позволяет уточнить условия формирования различных типов рудных концентраций и более обоснованно выполнять оценку перспектив выявления месторождений полезных ископаемых.

В терригенно-карбонатных отложениях среднего — верхнего рифея и венда Западного и Северо-Западного Прибайкалья выявлен ряд проявлений, а также большое количество шлихо-геохимических аномалий Pb, Zn, Mn, Cu, P, Fe, Ba и других элементов. Некоторые вопросы геохимии рудообразования и рудной зональности ранее рассматривались для фосфоритов [11], свинцово-цинковых [20], железных, марганцевых руд и бокситов [8, 10]. Однако в комплексе условия образования рудовмещающих пород и связанных с ними руд не рассматривались.

**Литолого-фаціальная характеристика пород среднего — верхнего рифея и положение рудных концентраций в стратиграфическом разрезе.** Отложения среднего — верхнего рифея и венда представлены нуганской (хотской), голоуспенской (средний рифей), улунтуйской, качергатской (верхний рифей), ушаковской (венд) свитами. Голоуспенская, улунтуйская и качергатская свиты объединяются в байкальскую серию. На нижележащих породах нижнего рифея — нижнего протерозоя (в том числе на полифаціальная липарит-гранитоидной ассоциации) отложения среднего рифея залегают с крупным стратиграфическим несогласием. Причем в Северо-Западном и южной части Западного Прибайкалья на них ложатся породы голоуспенской свиты, а в центральной части Западного Прибайкалья — нуганской [9].

Литолого-фаціальная характеристика разреза средне- и позднерифейских отложений приведена на фиг. 1. Можно выделить три типа пород, связанных между собой непрерывными переходами: 1) терригенные (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы); 2) органогенные (микрофитолитовые и строматолитовые известняки и доломиты); 3) хемогенные (слоистые известняки и доломиты, кремнисто-карбонатные, глинисто-кремнистые, кремнистые, глинистые породы). Образование грубообломочных и хемогенных глинистых пород связано с прибрежной (морской и континентальной) зоной осадконакопления (постоянные и временные водотоки, дельты, озера, лагуны, заливы, проливы, пляжи), органогенных и хемогенных карбонатных пород — с мелководно-морской зоной. Алевролитовые, пелитовые и кремнистые породы встречаются в обеих зонах, но подавляющее их количество развито в мелководно-морской зоне.

В разрезе среднего — верхнего рифея выделяются четыре осадочных цикла, границами которых являются поверхности перерывов в осадконакоплении [9]. Нижние части циклов сложены прибрежно-морскими грубообломочными и хемогенными глинистыми осадками, а средние и верхние — карбонатными и глинисто-алевритовыми. Причем органогенные известняки и доломиты встречаются преимущественно в верхних частях циклов, а хемогенные — в средних.



Фиг. 1. Сводная литолого-фациальная колонка среднего — верхнего рифея и венда 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев; 4 — алевролиты и алевроито-глинистые сланцы; 5 — сланцы серицит-хлоритовые, песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцевые и полимиктовые; 6 — сланцы глинистые темно-зеленые, черные; 7 — сланцы железисто-глинистые красноцветные; 8 — бокситоносные отложения; преимущественно органогенные; 9 — известняки; 10 — доломиты; преимущественно хомогенные; 11 — известняки; 12 — доломиты; 13 — песчаные доломиты и песчаники с доломитовым цементом; 14 — эффузивы основного, иногда кислого состава. *Фациальные зоны осадконакопления:* 15 — прибрежно-морская (конгломерато-песчано-алеврито-глинистых осадков); 16 — континентальная (озерных хомогенных глинистых осадков); 17 — мелководная (глинистых и алевроито-глинистых осадков лагуны, заливов, проливов); 18 — прибрежная открытого побережья (песчаных и песчано-алевритовых осадков временных и постоянных водотоков, дельт, пляжей); мелководно-морская преимущественно: 19 — алевроито-глинистых осадков; 20 — хомогенных карбонатных осадков; 21 — органогенных карбонатных осадков. *Полезные ископаемые:* 22 — бокситы; 23 — аллиты и сияллиты; 24 — железные руды; 25 — марганцевые и железомарганцевые руды; 26 — богатые свинцово-цинковые руды с флюоритом и баритом; 27 — бедные свинцово-цинковые руды; 28 — медные руды; 29 — медно-свинцово-цинковые руды; 30 — пластовые фосфориты; 31 — желваковые фосфориты; 32 — талькиты; 33 — кварцитовидные песчаники (пригодные для получения кристаллического кремния). *Свиты:* R<sub>2</sub>ng — нуганская, R<sub>2</sub>gl — голоустенская, R<sub>3</sub>ul — улун-туйская, R<sub>3</sub>kc — качергатская, Vuš — ушаковская

Строение осадочных циклов осложнено цикличностью более высокого порядка (микроциклической), обусловленной мелкими колебаниями уровня воды в бассейне. Она выражается в присутствии прослоев песчаников и сланцев среди карбонатных пород, а последних — среди сланцев и песчаников.

Формирование осадочной толщи среднего — верхнего рифея происходило за счет вещества различного происхождения: 1) продуктов разрушения досреднерифейских пород; 2) вулканокластики кислого и основного состава; 3) продуктов гидротермальной деятельности, синхронной осадконакоплению. Подавляющее большинство вулканогенно-оса-

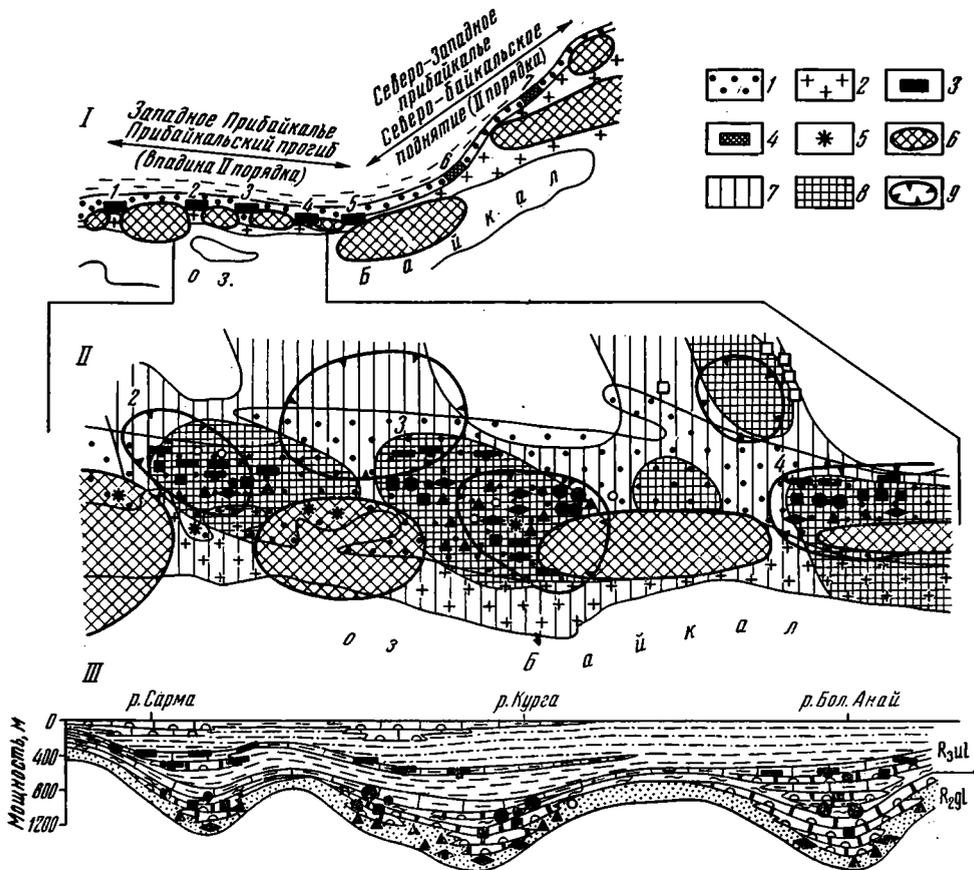
дочных пород развито в нуганской свите, но встречаются они также в голоустенской и улунтуйской свитах [16]. Результатом подводной гидротермальной деятельности является образование крупных линз песчаников с кремнистым (кварцевым) цементом (кварцитовидных песчаников), прослоев глинисто-кремнистых, карбонатно-кремнистых пород и кварцевых гейзеритов, пластов, линз, гнезд светло-серых и черных кварц-халцедоновых силицитов. Кремнистые и карбонатно-кремнистые породы наиболее широко развиты среди хемогенных известняков и доломитов, т. е. в средних частях осадочных циклов. Глинисто-кремнистые и песчано-кремнистые породы развиты среди глинистых сланцев и песчаников, т. е. в нижних частях циклов.

Изучение геохимических особенностей пород среднего — верхнего рифея показывает, что минимальное содержание В, минимальные величины  $B/Ga$  и  $B/LiO_2$  и максимальные  $Al_2O_3/SiO_2$ ,  $Al_2O_3/N_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$  (показатели пресноводных условий осадконакопления и зрелости глинистого вещества [13]) приурочены к нижним частям осадочных циклов (см. фиг. 1). Здесь же в составе глинистых сланцев встречаются бёмит, гиббсит, каолинит [9].

В осложнениях среднего — верхнего рифея и венда выявлен ряд рудопроявлений и месторождений свинцово-цинковых, медных, марганцевых, железных руд, фосфоритов, бокситов, кварцитовидных песчаников, талькитов. Все они имеют пластообразную форму и четкую приуроченность на расстоянии сотен километров к определенным частям стратиграфического разреза. В нижних частях циклов, т. е. среди наиболее зрелых пресноводных осадков, предполагаются бокситы и кварцитовидные песчаники, несколько выше (среди песчано-алеврито-глинистых и глинисто-кремнистых пород) — железные и марганцевые руды, а еще выше (среди карбонатных и карбонатно-кремнистых пород) — свинцово-цинковые руды, талькиты, фосфориты. Причем зоны рассеянной прожилково-вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализации приурочены к светлым органогенным и органогенно-обломочным доломитам, а богатые свинцово-цинковые (с флюоритом и баритом) руды, фосфориты, талькиты — к темно-серым и черным органогенно-хемогенным и хемогенным известнякам. В разрезах рудные концентрации часто встречаются на нескольких горизонтах [10, 11, 20], что объясняется развитием микроцикличности. Стратифицированность названных выше полезных ископаемых, закономерное расположение в осадочных циклах и микроциклах, приуроченность к определенным фаціальным типам осадков свидетельствуют о связи их образования с процессом осадконакопления.

**Палеоструктурные факторы контроля полезных ископаемых.** Отложения среднего — верхнего рифея Западного и Северо-Западного Прибайкалья формировались в пределах Байкало-Патомского перикратонного прогиба [4], осложненного серией палеоструктур (палеовпадин и разделяющих их относительных палеоподнятий) второго и более высоких порядков (фиг. 2). Для палеоподнятий второго порядка характерны: незначительное распространение или отсутствие базальтоидов среднего рифея, платформенный режим осадконакопления [11] и пониженная мощность средне- и позднерифейских отложений, залегающих на образованиях липарит-гранитоидной ассоциации раннего рифея. Для палеовпадин второго порядка характерны миогеосинклинальный режим осадконакопления [11] и повышенная мощность средне- и позднерифейских отложений, разрез которых начинается базальтоидно-терригенной ассоциацией (нуганская свита).

Различные типы палеоструктурных зон (палеоподнятия и палеовпадины второго порядка) характеризуются ярко выраженными отличиями металлогенического облика выполняющих их образований (комплекса полезных ископаемых, связанного с осадочными породами среднего — верхнего рифея). В пределах палеоподнятий основная роль принадлежит рудным концентрациям свинца, цинка, флюорита и барита, среди которых выявлен ряд средних и крупных месторождений, богатых гале-



Фиг. 2. Схема размещения комплексных рудных полей и рудных зон (I) и проявлений полезных ископаемых (II), литолого-стратиграфический и палеоструктурный профиль рудоносных отложений в пределах Сарминского, Кургинского и Анайского комплексных рудных полей (III)

I — отложения среднего — верхнего рифея (нуганская, голоустенская, улунтуйская, качергатская свиты); 2 — породы нижнего рифея — нижнего протерозоя; 3 — комплексные рудные поля в пределах палеовпадин второго порядка (1 — Куртунское, 2 — Сарминское, 3 — Кургинское, 4 — Анайское, 5 — Ленское); 4 — рудные зоны в пределах палеоподнятий второго порядка (6 — Ульканская, 7 — Тонгодинская); 5 — вулканические аппараты центрального типа среди пород нуганской свиты; 6 — палеоподнятия третьего — четвертого порядка; 7 — геохимическое поле по комплексу признаков-элементов (Pb, Zn, Cu, As, Ni, Co, Mo, Ba, W, Be, Cd, Hg); 8 — аномальное геохимическое поле, рассчитанное по средним значениям аномальных содержаний суммы элементов (Pb, Zn, Cu, As, Ni, Co, Mo, Ba, W, Be, Cd, Hg); 9 — зоны аномальной ( $>3$  км/кг<sup>2</sup>) суммарной (всех направлений) трещиноватости. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

нит-сфалерит-флюоритовых и галенит-сфалеритовых с баритом руд, относящихся к стратиформной свинцово-цинковой с флюоритом и баритом в карбонатных породах рудной формации [14]. В виде примеси в рудах встречаются Cd, Ge, Ag, Bi, As, Hg, W, Mo, Sn, Sc, Nb, Ta, Sb, реже Cu, Co, Ni и др. Характерно, что минерально-геохимический облик это оруденение унаследовало от подстилающих рудовмещающую толщу образований липарит-гранитоидной ассоциации [7]. Эта унаследованность проявлена также в однотипности изотопного состава рудного и породного свинца в образованиях среднего — верхнего рифея со свинцом в породах липарит-гранитоидной ассоциации (хибеленская свита) при обшей его высокой радиогенности (табл. 1).

Кроме свинцово-цинкового оруденения в пределах палеоподнятий второго порядка выявлены мелкие тела фосфоритов, аллитных глинистых сланцев (с гиббситом и бёмитом при содержании свободного глинозема до 15%), мелкие проявления железной, марганцевой, медной

Средние отношения изотопов рудного и породного свинца

| Положение в стратиграфическом разрезе                  | Порода   | Число анализов | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ |
|--|--|----------------|---|---|---|---|
| <i>Прибайкальский прогиб</i> (впадина второго порядка) |  |                |   |   |   |   |
| $R_{3ul}^3$  | Сланцы глинистые и алевроглинистые темно-зеленые   | 42             | 19,33                                     | 15,66                                     | 38,64                                     | 1,23                                      |
| $R_{8ul}^2$  | Свинцово-цинковые руды                             | 12             | 18,81                                     | 15,82                                     | 40,11                                     | 1,19                                      |
| $R_{3ul}^2$  | Сланцы глинистые, темно-зеленые и черные           | 62             | 19,48                                     | 15,77                                     | 38,99                                     | 1,24                                      |
| $R_{3ul}^1$  | Сланцы железисто-глинистые, красноцветные          | 53             | 19,45                                     | 15,69                                     | 39,05                                     | 1,24                                      |
| $R_{3ul}^1$  | Бокситы:   |                |   |   |   |   |
|  | участок Куртун<br>» Курга                          | 31<br>41       | 20,74<br>20,94                            | 16,31<br>16,55                            | 40,07<br>40,88                            | 1,27<br>1,27                              |
| $R_{2gl}^3$  | Свинцово-цинковые руды                             | 6              | 18,80                                     | 15,83                                     | 38,44                                     | 1,19                                      |
| <i>Северо-Байкальское поднятие</i> (второго порядка)   |  |                |   |   |   |   |
| $R_{3ul}^{2-4}$  | Свинцово-цинковые руды с флюоритом и баритом:      |                |   |   |   |   |
|  | Участок Таборный                                   | 30             | 21,36                                     | 16,05                                     | 41,59                                     | 1,33                                      |
|  | » Хибелен  | 11             | 21,68                                     | 16,22                                     | 42,40                                     | 1,34                                      |
|  | » Лего-Ульканский                                  | 15             | 20,87                                     | 15,91                                     | 40,95                                     | 1,31                                      |
| $R_{3ul}^{2-4}$  | Осадочные породы, вмещающие свинцово-цинковые руды | 7              | 21,46                                     | 16,07                                     | 41,47                                     | 1,34                                      |
| $PR_1$   | Породы хибеленской свиты                           | 7              | 22,42                                     | 16,05                                     | 43,17                                     | 1,41                                      |

*Примечание.* Свинцово-изотопные анализы выполнены В. П. Пеньковой на установке УИСА-72. Изотопный состав Pb—Zn-руд, пород, вмещающих свинцово-цинковые руды, и пород хибеленской свиты заимствован из работ [20, 22].

(в отложениях венда) минерализаций. Характерно, что эта группа проявлений обнаруживает тенденцию пространственной приуроченности к дайковым полям базальтоидного состава среди пород липарит-гранитоидной ассоциации фундамента.

Металлогенический облик осадочных образований среднего — верхнего рифея в пределах палеовпадин второго порядка определяется проявлениями бокситов, фосфоритов, железных, марганцевых, медных свинцово-цинковых (бедных и убогих) руд. Основными примесями в различных типах руд являются элементы базальтоидной ассоциации (Mn, Fe, Ni, Co, Cu, P, Cd, Ge, Ag). Реже встречаются элементы, характерные для липарит-гранитоидной ассоциации пород. В этих зонах содержание свинца в свинцово-цинковых рудах и вмещающих их породах слабоаномальное (см. табл. 1).

Выявленные различия металлогенического облика осадочных образований среднего — верхнего рифея в пределах палеовпадин и палеоподнятий второго порядка и его зависимость от петрохимических особенностей и металлогенической специализации подстилающих их магматических комплексов отчетливо отражаются и в характере распределения геохимических полей. Обобщение геохимической информации, выполненное для Западного Прибайкалья Л. Н. Срывцовой, показывает, что на этой территории выделяются два типа геохимических полей: 1) с «гранитоидным» (Pb, Zn, F, W, Bi, редкометалльные, редкоземельные, радиоактивные элементы) и 2) «базальтоидным» (Cu, Co, Ni, Fe, Mn, P, Pb, Zn, Ag, As, Cd, Mo, Sn, Ba) профилем элементов, образующих аномалии.

Геохимические поля «гранитоидного» типа связаны непосредственно с образованием липарит-гранитоидной ассоциации досреднерифейского фундамента. Этот тип полей является также ведущим для осадочных образований среднего — верхнего рифея в пределах палеоподнятий вто-

рого порядка. Геохимические поля «базальтоидного» типа связаны как со среднерифейским (нуганская свита), так и с нижнепротерозойскими (иликтинская свита) базальтоидами. Этот тип геохимических полей является также ведущим для осадочных образований среднего — верхнего рифея в пределах палеовпадин второго порядка (см. фиг. 2).

В пределах палеоструктур второго порядка выделяются поднятия третьего — четвертого порядка, которые контролируются конседиментационными антиклиналями [10]. В ядрах антиклиналей (палеоподнятий третьего — четвертого порядка) располагаются наиболее крупные поля эффузивов нуганской свиты и вулканические постройки центрального типа [15]. Породы среднего — верхнего рифея здесь характеризуются значительно меньшей мощностью и большей грубозернистостью по сравнению с окаймляющими их палеовпадинами третьего — четвертого порядка. Палеоструктурный контроль литолого-фациального состава осадков выражается также в том, что наиболее крупные постройки органогенных известняков и доломитов располагаются в крыльях конседиментационных антиклиналей [10], а перерывы в осадконакоплении, являющиеся границами осадочных циклов, наиболее ярко проявлены в зонах максимальной мощности органогенных пород [9].

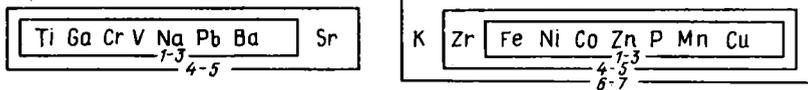
Как в пределах палеоподнятий, так и в пределах палеовпадин второго порядка, геохимические поля связаны с породами всего разреза среднего — верхнего рифея и венда и приурочены к впадинам третьего порядка, а аномальные геохимические поля и подавляющее большинство полезных ископаемых — к впадинам четвертого порядка (см. фиг. 2). Здесь же наиболее распространены кремнистые породы, образующие пластовые, жильные и гнездовые тела среди осадков различной фациальной принадлежности: кварцитовидные песчаники с кремнистым цементом среди песчаников (зона пляжа), глинисто-, железисто-, марганцовисто-кремнистые породы среди красноцветных глинистых сланцев (зона лагун, заливов, проливов), карбонатно-, фосфористо-, тальково-кремнистые породы среди темно-серых и черных известняков (мелководно-морская зона).

Таким образом, региональная рудная зональность выражается в различной металлогенической специализации осадочных образований среднего — верхнего рифея в разных палеоструктурных зонах Байкало-Патомского прогиба (палеоструктуры второго порядка), что отражает петрохимические и металлогенические особенности магматических образований, подстилающих рудоносную толщу в палеопрогибах и на палеоподнятиях. Унаследованность изотопного состава свинца и металлогенического облика среднерифейских осадочных образований от подстилающих их магматических пород свидетельствует о роли последних как рудопитающей системы для среднепозднерифейского рудоносного осадочного комплекса. Однотипность изотопного состава рудного и породного свинца в рудоносной толще указывает на поступление рудного вещества в рудоносную систему на седиментогенной стадии.

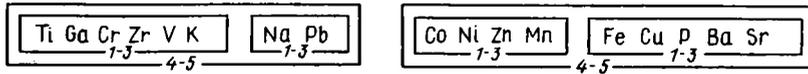
На более локальном уровне рудная зональность выражается в дискретности распространения комплексных рудных (и совмещенных с ними геохимических) полей по простиранию рудовмещающей толщи. Наличие палеоструктурного фактора контроля размещения этих полей (приуроченность к локальным палеовпадинам) наряду со стратифицированностью рудных концентраций и закономерным их расположением в осадочных циклах (и микроциклах) свидетельствует о генетической связи процессов седиментогенеза и рудогенеза.

**Положение рудных концентраций на фациальном профиле.** В результате статистической обработки геохимических данных по методике Ю. К. Буркова [1] установлено, что в песчано-глинистых породах голоустенской и улунтуйской свит выделяются две ведущие ассоциации элементов: 1) Ti, Zr, Ga, V, Cr, Na, K и 2) Ni, Co, Cu, Zn, Mn, Fe, P (фиг. 3). Корреляционные связи между элементами одной ассоциации положительные, а между элементами разных ассоциаций — отрицательные. При этом отрицательные корреляционные связи между V, Cr, Zr и

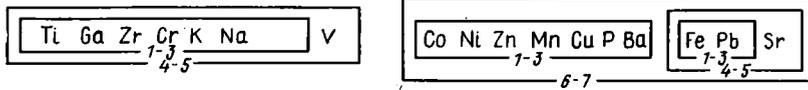
*Песчаники и глинистые песчаники*



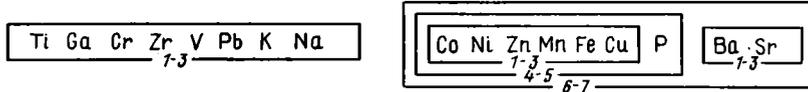
*Бокситы*



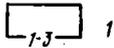
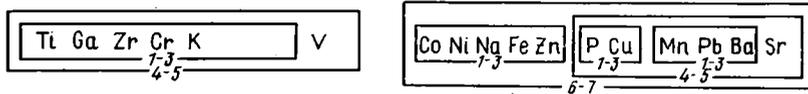
*Красноцветные железисто-глинистые сланцы*



*Зеленовато-серые и черные глинистые и алеврито-глинистые сланцы*



*Доломиты и известняки*

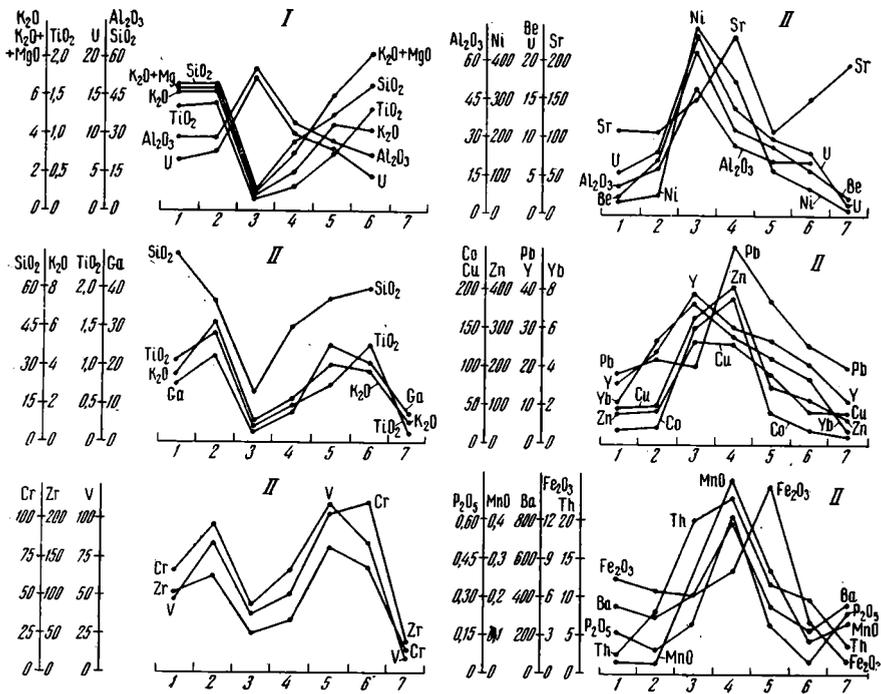


Фиг. 3. Корреляционные связи между элементами в породах голоустенской и улунтуйской свит  
1 — ранг корреляционных связей

Co, Ni все же менее значительны, чем между Ti, Ga и другими элементами второй ассоциации. В песчаниках, бокситах, зеленовато-серых и черных алеврито-глинистых и глинистых сланцах Pb тяготеет к первой ассоциации, а в красноцветных сланцах — ко второй. Ba и Sr в песчаниках входят в первую ассоциацию, а в песчано-алеврито-глинистых породах — во вторую. В известняках и доломитах Mn, Pb, Ba, Cu, P, Sr выделяются в самостоятельную ассоциацию, связи которой со второй ассоциацией более высокие, чем с первой. Набор и расположение элементов в ассоциациях весьма близки таковому в ряду подвижности для зон с существенной долей переноса вещества в растворах [17].

В латеральном ряду фациальных типов осадков (фиг. 4) происходит изменение средних содержаний элементов. При этом в песчаниках, глинистых и алеврито-глинистых сланцах зеленовато-темно-серого цвета наблюдаются максимальные (близкларковые) содержания элементов первой ассоциации и минимальные (близкларковые) содержания элементов второй ассоциации, а в бокситах, аллитах и красноцветных железисто-глинистых сланцах — минимальные (нижекларковые) содержания элементов первой ассоциации и максимальные (сверхкларковые) содержания элементов второй ассоциации. Изменение содержаний на фациальном профиле Y, Yb, Be, U, Th аналогично таковому для элементов второй ассоциации. В карбонатных породах содержание Pb, P, Mn, Ba, Sr несколько увеличивается по сравнению с алеврито-глинистыми сланцами (см. фиг. 4). По Н. М. Страхову [17] такой тип распределения элементов на фациальном профиле характеризуется как контрастный или переходный к типу с резким пелагическим сдвигом. Это является показателем высокой степени выветривания на суше и значительной роли растворов в переносе различных элементов.

По данным Н. М. Страхова [19] в типично терригенных осадках значение  $(Fe+Mn)/Ti$  составляет не более  $10-20 \pm 5$ , т. е. при величине этого отношения более 25 влияние хемогенной (экспалационной) со-



Фиг. 4. Распределение содержания элементов (окислов) в тонкопелитовых (<0,001 мм) фракциях (I) и породах (II) байкальской серии на фациальном профиле  
 I — песчаники; 2 — глинистые песчаники; 3 — бокситы; 4 — аллиты; 5 — железисто-глинистые красноцветные сланцы; 6 — глинистые и алевроитовые темно-зеленые и черные сланцы; 7 — карбонатные породы. Содержание окислов ( $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $P_2O_5$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$ ) приведено в процентах; элементов (Be, U, Ni, Co, Cu, Ba, Ga, V, Cr, Zr, Pb, Th) — в  $\cdot 10^{-4}\%$

ставляющей на формирование осадка несомненно. Как показано на фиг. 1, в стратиграфическом разрезе максимальные величины этого отношения, а также отношений изотопов свинца (см. табл. 1) и содержания U, Th (см. фиг. 4) приурочены к нижним частям осадочных циклов, т. е. к наиболее зрелым глинистым (хемогенным) породам, образовавшимся в прибрежной (морской и континентальной) фациальной зоне. Высокие значения отношений изотопов свинца характерны также для свинцово-цинковых руд [20] и вмещающих их пород [22].

Известно [6, 19], что титан в породах сорбируется глинистыми частицами еще в коре выветривания или привносится в осадки с терригенной фазой. Поэтому концентрация  $TiO_2$  в глинистом веществе является показателем количества пелитового материала, поступающего из коры выветривания. Как видно из фиг. 4, содержание  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  наибольшее в тонкопелитовых фракциях из песчаников, глинистых и алевроитоглинистых сланцев, а наименьшее — во фракциях из бокситов, аллитов и железисто-глинистых сланцев. Распределение по типам пород  $Al_2O_3$  и U противоположно приведенному выше. Причем изменение содержания  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ , ( $K_2O+MgO$ ) и  $Al_2O_3$ , U происходит согласованно. Ранее [9] показано, что тонкопелитовая фракция глинистых пород в нижних частях циклов сложена каолинитом, гиббситом, иногда бёмитом. Вверх по разрезу эти минералы сменяются слюдой (гидрослюдой политипа  $2M_1$ ), а затем магнезиальным хлоритом. Следовательно, титан в глинистых породах сорбируется слюдой и в меньшей мере хлоритом, поступавшим в бассейн из коры выветривания, а гиббсит (бёмит) и каолинит образовались на месте (являются хемогенными) и сорбируют U.

Таким образом, в размере среднего — верхнего рифея наблюдается циклическое изменение роли хемогенного и терригенного веществ.

Максимальное содержание рудных элементов (окислов) в различных рудах, %

Таблица 2

| Положение в стратиграфическом разрезе            | Цикл | Тип рудных концентраций                | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.) | MnO   | SiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Ba   | F    | Zn    | Pb    | Cu    |
|--|------|--|--------------------------------|---------------------------------------|-------|------------------|-------------------------------|------|------|-------|-------|-------|
| <i>Vuδ</i>                                       |      | Медные руды                            | —                              | —                                     | —     | —                | 0,84                          | 0,5  | —    | 0,03  | 0,1   | 1,97  |
| <i>R<sub>3</sub>kĉ<sup>3-4</sup></i>             |      | Медно-свинцово-цинковые руды           | —                              | —                                     | —     | —                | —                             | —    | —    | 0,74  | 3,6   | 0,22  |
| <i>R<sub>3</sub>kĉ<sup>3-4</sup></i>             |      | Гематит-магнетитовые руды              | —                              | 45,69                                 | 1,26  | —                | —                             | —    | —    | —     | —     | —     |
| <i>R<sub>3</sub>kĉ<sup>1</sup></i>               | 4    | Гетит-гематитовые руды                 | 19,92                          | 46,94                                 | 0,96  | 23,76            | 0,46                          | 0,08 | —    | 0,06  | 0,003 | 0,005 |
| <i>R<sub>3</sub>kĉ<sup>1</sup></i>               |      | Железистые аллиты                      | 37,45                          | 32,60                                 | 0,33  | 36,17            | 0,45                          | 0,04 | —    | 0,1   | 0,001 | 0,008 |
| <i>R<sub>3</sub>kĉ<sup>1</sup></i>               |      | Бокситы                                | 46,91                          | 6,04                                  | 0,36  | 12,30            | 0,16                          | 0,02 | —    | 0,15  | 0,001 | 0,003 |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>4</sup><sub>1</sub></i>   |      | Фосфориты пластовые                    | 4,20                           | 10,74                                 | 8,73  | 43,08            | 34,60                         | 0,1  | 2,84 | 0,3   | —     | 0,012 |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>4</sup><sub>1</sub></i>   |      | Фосфоритные кремнистые породы          | 6,84                           | 8,98                                  | 1,63  | 81,46            | 7,70                          | 0,1  | 2,50 | 0,1   | —     | 0,07  |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>2-4</sup><sub>1</sub></i> |      | Богатые свинцово-цинковые породы       | 1,15                           | 3,24                                  | 0,18  | 20,40            | —                             | 6,0  | 32,3 | 30,92 | 20,04 | 0,1   |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>1</sup><sub>1</sub></i>   | 3    | Железисто-кремнистые породы            | 13,11                          | 38,01                                 | 0,11  | 53,78            | 0,47                          | 0,1  | —    | 0,05  | 0,002 | 0,008 |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>1</sup><sub>1</sub></i>   |      | Гетит-гематитовые руды                 | 17,00                          | 55,00                                 | 0,28  | 34,80            | 0,47                          | 0,06 | —    | 0,03  | 0,002 | 0,004 |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>1</sup><sub>1</sub></i>   |      | Железистые аллиты                      | 36,09                          | 39,49                                 | 0,39  | 23,57            | 0,33                          | 0,06 | —    | 0,06  | 0,015 | 0,03  |
| <i>R<sub>3</sub>ul<sup>1</sup><sub>1</sub></i>   |      | Бокситы                                | 59,91                          | 11,22                                 | 0,25  | 10,57            | 0,07                          | 0,05 | —    | 0,15  | 0,004 | 0,04  |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>3</sub></i>               |      | Бедные и убогие свинцово-цинковые руды | —                              | —                                     | 1,5   | —                | 0,7                           | —    | —    | 2,71  | 0,8   | 0,006 |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>2</sub></i>               |      | Глинисто-кремнистые породы             | 11,84                          | 5,88                                  | 2,34  | 56,86            | 4,24                          | 0,59 | —    | 0,1   | 0,01  | 0,015 |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>2</sub></i>               |      | Марганцевые руды                       | 0,95                           | 6,25                                  | 39,40 | 47,20            | 1,78                          | 1,0  | —    | 0,3   | 0,008 | 0,015 |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>2</sub></i>               | 2    | Железисто-марганцовистые аллиты        | 27,12                          | 16,60                                 | 11,55 | 28,54            | 0,72                          | 0,58 | —    | 0,6   | 0,002 | 0,05  |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>2</sub></i>               |      | Железомарганцевые руды                 | —                              | 19,83                                 | 52,08 | —                | 0,28                          | 0,06 | —    | 0,58  | 0,03  | 0,4   |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>2</sub></i>               |      | Гетит-гематитовые руды                 | 7,48                           | 67,10                                 | 0,14  | 29,36            | 0,48                          | 0,06 | —    | 0,05  | 0,003 | 0,008 |
| <i>R<sub>2</sub>gl<sub>2</sub></i>               |      | Галька желваксовых аллитных фосфоритов | 7,00                           | 2,88                                  | 0,10  | 4,74             | 18,30                         | —    | —    | —     | —     | —     |

Примечание. 1. Химические анализы выполнены в ЦКЛ ПГО «Иркутскгеология» Т. Н. Железновой и П. В. Поповой. 2. Результаты химических анализов медных руд приведены по данным А. Ю. Шманкевича, медно-свинцово-цинковых и свинцово-цинковых (богатых и бедных) — Ю. А. Синчука, гематит-магнетитовых — В. Г. Рыбакова, пластовых фосфоритов и фосфористых кремнистых пород — А. К. Бакина. 3. Прочерк означает отсутствие данных.

В максимальной мере накопление хемогенных глинистых осадков происходило в континентальной (озера на карбонатном субстрате) и прибрежно-морской (лагуны, заливы, проливы) фациальной зонах, а хемогенных и органогенных карбонатных, карбонатно-кремнистых и кремнистых — в мелководно-морской. Терригенные осадки развиты во всех фациальных зонах. В континентальной (постоянные и временные водотоки) и прибрежно-морской (подводные дельты, пляжи) зонах они представлены конгломерато-гравелито-песчано-алевритовыми осадками, в мелководно-морской — алевритито-пелитовыми.

Труднорастворимые элементы (Ti, Zr, Ga, V, Cr) в осадки поступали главным образом из коры выветривания в обломках или в сорбированной пелитовыми частицами фазе, легкорастворимые (Ni, Co, Mn, P, Be, Th, U) — в растворах. В накоплении Al, Si, Y, Yb, Zn, Pb, Fe, P, Ba, Sr принимали участие как обломочная, так и растворенная фаза. Однако для Y, Yb, Zn, Pb, Fe, Ba, Sr, P растворенная фаза резко преобладала. Этим объясняется увеличение содержания указанных элементов в пелитовых породах, а некоторых из них — в карбонатных.

Существенную роль в химическом осаждении вещества, вероятно, играли эксгалляции. Этим можно объяснить большую величину  $(Fe+Mn)/Ti$ .

Сравнение вещественного состава рудных концентраций (табл. 2) показывает, что рудная триада Al—Fe—Mn между собой связана постепенными переходами через железистые и железисто-марганцевистые аллиты и железомарганцевые руды. Через кремнистые, глинисто- и железисто-кремнистые породы рудная триада связана с фосфоритами. В ряду боксит — аллит — железная — марганцевая руда — фосфорит содержание  $P_2O_5$  возрастает от 0,07—0,16 до 35%, а  $SiO_2$  — от 6—11 до 43%. Среди желваковых фосфоритов встречаются разности с гиббситом и бёмитом, кремниевый модуль которых составляет 1,5. Генетическая общность руд P, Al, Fe, Mn, характерна и для отложения венда Хубсугульского прогиба [5].

Триада Al—Fe—Mn обнаруживает связь также со свинцово-цинковыми и медными рудами. В ряду боксит — аллит — железная — марганцевая — свинцово-цинковая руда увеличивается содержание Cu от 0,003—0,04 до 0,22%, Zn от 0,15 до 26,6%, Pb от 0,001—0,004 до 20,04%. Ba от 0,02—0,05 до 6%. Причем наиболее тесная связь наблюдается у железисто-марганцевистых аллитов, марганцевых и свинцово-цинковых руд, т. е. руд, которые пространственно и стратиграфически располагаются вблизи или среди карбонатных пород. В свою очередь фосфориты через фосфористо-кремнистые, железисто- и глинисто-кремнистые породы связаны со свинцово-цинковыми рудами (см. табл. 2).

Содержание элементов-примесей изменяется также постепенно при переходе одних рудных концентраций в другие (табл. 3). При этом изменение концентраций как рудогенных элементов, так и элементов-примесей происходит в соответствии с pH осаждения их из химических растворов [2]. Для разных элементов существует одно или несколько значений pH, при котором они осаждаются (Fe — 2,5; 6,0; 6,6; Al — 4,04; 4,14; 4,8; Be — 3,41; 5,7; 11—12; U — 4,2; Zn — 5,2; 5,27; 5,3; Cu — 5,4; Mn — 4,5; 5,76; 7,35; 8,6; P — 5,7; 5,76; 9,5—10; Pb — 6,0; N — 6,66; Y — 6,78; Co — 6,81; Ba — 6,88; Si — 2—4; 7—9; 10,4; F — 10—11,5). Однако максимально высокие концентрации в осадках образуются при одном-двух значениях pH: для Fe 2,5 (гематитовые руды) и 6,6 (гётитовые руды), для Al 4,14—4,8 (бокситы), для Cu 5,4 (медные руды), для Mn 4,5—5 (марганцевые окисные руды) и 8,41 (марганцевые карбонатные руды), для P 9,5—10 (фосфориты). Этим объясняется присутствие комплексных руд и высокое содержание элементов-примесей в рудных концентрациях, pH осаждения которые близки: в бокситах — U, Be, Zn, Cu (pH 4,2—5,7); в железных рудах — Mn, P, Si, Ba (pH 5,0—7); в марганцевых рудах — P, Pb, Fe, Ni, Co, Y, Yb, Ba, Si (pH 5,7—8,4); в фосфоритах — Mn, Si, F (pH 7—11,5) и т. д.).

Максимальное содержание элементов-примесей в различных рудах Западно о Прибайкалья, 10<sup>-4</sup>%

| Тип рудной концентрации              | U  | Be  | Y   | Yb | Ni   | Co   | TiO <sub>2</sub> |
|--------------------------------------|----|-----|-----|----|------|------|------------------|
| Бокситы                              | 50 | 100 | 100 | 20 | 2000 | 300  | 4500             |
| Железистые аллиты                    | 33 | 50  | 100 | 20 | 1000 | 500  | 7500             |
| Железные руды                        | 14 | 80  | 40  | 10 | 100  | 80   | 8700             |
| Железисто-марганцовистые аллиты      | 13 | 50  | 80  | 6  | 5000 | 2000 | 2500             |
| Железомарганцевые руды               | —  | —   | —   | —  | 400  | 1000 | 500              |
| Марганцевые руды                     | 14 | 5   | 100 | 3  | 1000 | 600  | 300              |
| Глинисто-железисто-кремниевые породы | 10 | 6   | 30  | 2  | 100  | 60   | 300              |
| Медные руды                          | —  | —   | —   | —  | 450  | 250  | —                |
| Свинцово-цинковые руды               | —  | 1   | 10  | —  | 50   | 20   | 160              |
| Фосфористо-кремнистые породы         | —  | 10  | 20  | 3  | 150  | 50   | 1600             |
| Фосфориты                            | —  | 30  | 60  | 6  | 400  | 190  | 2200             |

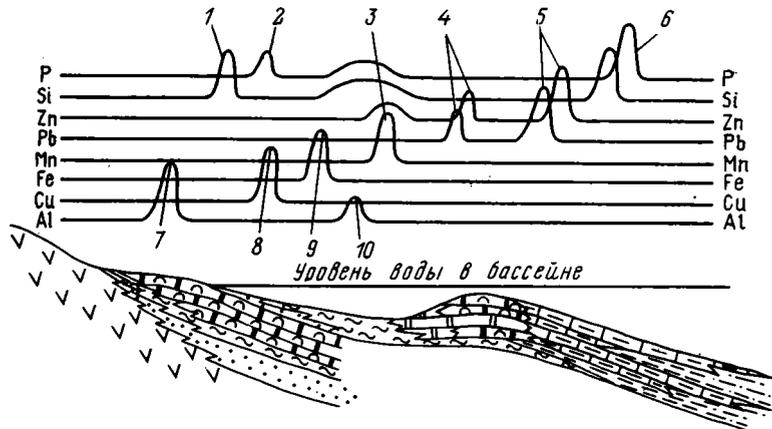
*Примечание.* Содержание U приведено по данным Г. Н. Ченских (определения на установке АРФ-6), TiO<sub>2</sub> — Т. Н. Железновой, остальные элементы (химический анализ) — Н. Г. Исаковой (полуколичественный спектральный анализ). Содержания элементов в медных рудах приведены по данным А. Ю. Шманкевича, в свинцово-цинковых рудах — Ю. А. Синчука, в фосфористо-кремнистых породах и фосфоритах — А. К. Бабкина; прочерк означает отсутствие данных.

Известно [2], что карбонатонакопление происходит при рН 7—10,7. Атмосферные воды имеют слабокислую и нейтральную реакции. Участие в осадочном процессе эксгальций могло понижать их рН до кислой и даже ультракислой [3]. Следовательно, между берегом и зоной карбонатонакопления среда менялась с кислой на щелочную. Этим объясняется дифференциация на фациальном профиле элементов (фиг. 5), которые накапливались в осадках согласно рН осаждения их из химических растворов.

Осаждение различных элементов из растворов зависит от многих параметров среды (рН, Eh, температуры, концентрации ионов, присутствия осадителей, гидродинамики среды осадконакопления и т. д.), которые на фациальном профиле изменялись несогласованно. Поэтому строгой зависимости содержания данного элемента в руде (породе) от величины рН не наблюдается. В частности, железистые сланцы и железные руды в разрезе обычно ассоциируют с алевролитами и мелкосреднезернистыми песчаниками. Накопление их происходило в условиях относительно повышенной гидродинамики. Этим объясняется более низкое содержание элементов-примесей в железных рудах по сравнению с бокситами и марганцевыми рудами, образовавшимися в прибрежных озерах и лагунах (первые) и в зоне примыкания лагун к органическим постройкам (вторые).

Осаждение Pb и Zn происходит при рН 5,2—6. Это является причиной обогащения данными элементами медных и марганцевых руд. Однако в пространстве и стратиграфическом разрезе свинцово-цинковые и марганцевые руды разобщены. Это объясняется тем, что осаждение рудных концентраций Mn происходит в окисной форме, а Pb, Zn — в сульфидной. Разгрузка металлоносных (Pb, Zn) растворов осуществлялась преимущественно в частях рудоносной системы, обогащенных органическим веществом и серой.

Таким образом, не только в породах, но и в рудах содержание элементов подчиняется законам дифференциации вещества на фациальном профиле (см. фиг. 5). В грубообломочных породах все (легко- и труднорастворимые) элементы накапливаются преимущественно в терригенной фазе. Поэтому содержание их близкларковое. В алевроито-пелитовых осадках главную роль играет осаждение вещества в виде фазы, сорбированной глинистыми частицами, вспомогательную — в виде терригенной фазы и химических осадков. Поэтому содержание охарактеризованных элементов в алевролитах и глинистых сланцах более высокое, чем в песчаниках, но все же близкларковое. В хемогенных осадках наибо-



Фиг. 5. Положение рудных концентраций элементов на фациальном профиле отложений среднего — верхнего рифея и венда  
 1 — кварцитовидные песчаники; 2 — аллитные желваковые фосфориты; 3 — марганцевые руды; 4 — бедные Pb—Zn-руды; 5 — богатые F—Pb—Zn-руды; 6 — пластовые фосфориты; 7 — бокситы; 8 — Cu-руды; 9 — Fe-руды; 10 — Fe—Mn-аллиты. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

лее ярко проявлена химическая дифференциация вещества. Содержание труднорастворимых элементов в них нижекларковое, а легкорастворимых — сверхкларковое и рудное. При этом положение рудных концентраций на фациальном профиле и состав руд в основном зависят от рН осаждения рудообразующих элементов и аналогично таковым для докембрийских отложений других районов [12].

\* \* \*

Следовательно, на территории Западного и Северо-Западного Прибайкалья выявлено несколько разновидностей рудной зональности. Региональная зональность выражается в различной металлогенической специализации осадочного комплекса пород среднего — верхнего рифея в пределах палеовпадин и палеоподнятий второго порядка, отличающихся составом магматических образований, подстилающих рудоносную толщу. В пределах палеоподнятий, где рудоносная толща залегает на липарит-гранитоидной ассоциации пород, оруденение представлено главным образом богатыми галенит-сфалеритовыми (с флюоритом и баритом) рудами, содержащими в качестве примесей элементы гранитоидного ряда. Проявления повышенных концентраций Mn, Fe, Al, P здесь играют резко подчиненную роль.

В пределах палеовпадин, где рудоносная толща залегает на терригенно-базальтоидной ассоциации пород, рудные концентрации представлены фосфоритами, бокситами, марганцевыми, железомарганцевыми и бедными свинцово-цинковыми рудами, содержащими в качестве примесей элементы базальтоидного ряда.

Формирование данного типа зональности связано с ролью магматических образований как рудопитающей системы для перекрывающего их осадочного комплекса среднего — верхнего рифея. В современном эрозионном срезе эта зональность проявляется по простиранию рудовмещающей осадочной толщи.

На более локальном уровне рудная зональность выражается в дискретном распределении по простиранию рудовмещающей толщи (в пределах как палеоподнятий, так и палеовпадин второго порядка) рудных зон, комплексных рудных и совмещенных с ними геохимических полей. Формирование этой зональности связано с палеоструктурным фактором контроля размещения различных типов руд, что выражается в приуроченности рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых к па-

леовпадинам третьего — четвертого порядка (сопряженным с палеоподнятиями того же порядка). В современном эрозионном срезе эта зональность проявлена также главным образом по простиранию рудовмещающей толщи.

Третья разновидность рудной зональности проявляется в пределах рудных зон и комплексных рудных полей и выражается в закономерной смене в стратиграфическом разрезе, а следовательно, на фациальном профиле различных рудных концентраций. С некоторыми вариациями для палеоподнятий и палеовпадин второго порядка набор и последовательность в разрезе рудных концентраций однотипны для разных циклов осадконакопления. В нижних частях циклов залегают бокситы (среди континентальных и прибрежно-морских глинистых осадков) и кварцитовидные песчаники (среди осадков пляжа), несколько выше (среди песчано-глинистых осадков лагун, заливов, проливов) — железные и марганцевые руды, а еще выше (в мелководно-морской зоне органогенного и хемогенного карбонатакопления) — свинцово-цинковые руды и фосфориты.

На фациальном профиле распределение рудных концентраций и аномально-специализированных литологических фаций различных по геохимической подвижности рудогенных элементов подчиняется закону латеральной осадочной зональности, направление которой показывает, что основные рудопитающие зоны располагались в пределах палеоподнятий третьего — четвертого порядка. Этот факт в сочетании с распространением в пределах этих поднятий и сопряженных с ними впадин продуктов вулканической (эффузивы основного и среднекислого состава нуганской свиты) и поствулканической гидротермальной (силициты и кварцевые гейзериты голоустенской и улунтуйской свит) деятельности свидетельствует о том, что рудная зональность может быть отнесена к гидротермально-осадочному типу. Об этом же говорят высокие значения  $(Fe+Mn)/Ti$  в континентальных и прибрежно-морских осадках (пространственно наиболее близких к палеоподнятиям). Принадлежность данной зональности к гидротермально-осадочному типу подтверждается также тем, что в единых циклах осадконакопления и в единых рудных полях сочетаются разноклиматические (с точки зрения теории нормально-осадочного литогенеза) рудные ассоциации: Al-Fe-Mn (свойственная зонам гумидного типа литогенеза) и P-Ca-Mg-Si-Cu-Pb-Zn (свойственная зонам аридного типа литогенеза). Совместное образование рудных концентраций данных ассоциаций элементов, образующихся осадочным путем, возможно только при наложении на процесс седиментации гидротермальной деятельности [3, 18].

В районах складчатого обрамления Сибирской платформы, примыкающих к описываемому району, широко распространены осадочные породы средневерхнерифейского возраста, фациальные и палеотектонические условия образования которых, а также набор полезных ископаемых идентичен Западному и Северо-Западному Прибайкалью [13, 21]. Применение выявленных закономерностей может способствовать более обоснованной оценке минерально-сырьевых ресурсов этих районов и целенаправленному проведению поисковых работ.

#### Литература

1. Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968, с. 22—28.
2. Вологдин А. Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. М.: Недра, 1975. 270 с.
3. Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 155 с.
4. Замараев С. М. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
5. Ильин А. В. Генетическая общность древних фосфоритов и осадочных руд триады элементов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М.: Недра, 1975. 300 с.

6. *Левинсон А.* Введение в поисковую геохимию. М.: Мир, 1976. 498 с.
7. *Кичко А. И.* Закономерности размещения и условия формирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения Прибайкальского полиметаллического пояса: Автореф. канд. дисс. М.: ЦНИГРИ, 1982. 20 с.
8. *Маслов В. К.* Фациально-палеогеографические условия осадконакопления и бокситоносность байкальской серии (Западное Прибайкалье).— В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1975, с. 204—215.
9. *Маслов В. К.* О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего — верхнего рифея в Западном Прибайкалье.— Геология и геофизика, 1983, № 7, с. 30—41.
10. *Маслов В. К.* Палеотектонический и палеогеографический контроль размещения рифейских бокситов в Западном Прибайкалье.— Геология и геофизика, 1984, № 2, с. 51—60.
11. *Мац В. Д.* Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития): Автореф. канд. дисс. Иркутский политехн. ин-т, 1965. 26 с.
12. *Негруца В. Х.* Типы и локализация экзогенных рудных месторождений в терригенных породах докембрия.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты. Кольский ф-л ГИН АН СССР, 1977, с. 132—141.
13. Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений/Под ред. Казанского Ю. П. Новосибирск: Наука, 1979. 208 с.
14. *Ручкин Г. В., Синчук Ю. А., Егоров И. Н. и др.* Типы свинцово-цинковых месторождений Западного Прибайкалья.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 56—69.
15. *Рябых А. М., Рябых Э. М.* Докембрийские субвулканические структуры в центральной части Западного Прибайкалья.— В кн.: Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979, с. 56—59.
16. *Синчук Ю. А.* Первые находки вулканогенных пород в составе голоустенской свиты (верхний протерозой) Северо-Западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 1, с. 175—177.
17. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Наука, 1962. 574 с.
18. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
19. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
20. *Тычинский А. А., Синчук Ю. А., Шипилов Л. Д., Перовский И. Г.* Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа (Прибайкальский полиметаллический рудный пояс).— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 43—80.
21. *Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П.* Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
22. *Шипилов Л. Д., Тычинский А. А.* О возрасте и генезисе аномальных свинцов стратиформных свинцово-цинковых месторождений Северо-Западного Прибайкалья.— Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 90—96.

Восточно-Сибирский  
научно-исследовательский институт  
геологии, геофизики  
и минерального сырья, Иркутск

Поступила в редакцию  
8.V.1984

УДК 552.51 (571.64)

**МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ  
ПОДНОЖИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА НА САХАЛИНЕ**

*ГАВРИЛОВ В. К., СОЛОВЬЕВА Н. А., СКВОРЦОВ В. М.*

Рассмотрены состав и строение пород, слагающих нижнемеловую терригенную толщу на Тонино-Анивском полуострове Сахалина. Проведено расчленение толщи на пять парагенетических комплексов пород. Выделены отложения подводных потоков различной плотности, обычные отложения дна, обвальные и оползневые брекчии. Сделан вывод о возможном образовании пород разреза в системе подводный каньон — конус выноса, расположенной у подножия континентального склона.

В Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском полуострове известна мощная, до 4000—6000 м, толща слабометаморфизованных вулканогенных, карбонатных, кремнистых и терригенных пород эвгеосинклиналичного типа, по возрасту относящихся к позднему палеозою — раннему мелу [3]. До настоящего времени состав и строение этих отложений (набильская серия, островская и новиковская свиты) остаются слабо исследованными. Их изучение затруднено из-за редкости ископаемых остатков, отсутствия маркирующих горизонтов, слабо выраженной стратификации и сложной дислоцированности отложений.

В предыдущих работах [1, 2] нами было показано, что вулканические породы этой толщи представлены тремя базальтовыми ассоциациями — натровыми толеитовыми базальтами (спилитами), низкокальциевыми толеитами и щелочно-оливиновыми базальтоидами. По особенностям петрографического и петрохимического состава вулканические породы являются палеоаналогами базальтов океанов и рифтовых зон.

Терригенные песчано-глинистые породы слагают сложнопостроенные комплексы с линзовидным чередованием различных типов пород, «закатыванием» блоков одних пород в другие, широким развитием глыбовых брекчий и галечниковых аргиллитов. Выделение парагенетических комплексов с учетом сонахождения различных типов пород друг с другом в разрезах и их предполагаемого генетического родства, петрографическое и литологическое изучение пород показали, что в формировании терригенных пород участвовали как продукты размыва сиалической коры («фоновый» материал), так и обломки, поступающие в бассейн с внутрибассейновых поднятий. В разрезах перемежаются типично глубоководные фации пород (кремнистые и кремнисто-глинистые породы с радиоляриями, яшмы) и песчаники с растительным детритом, гравелиты, конгломераты. Характерные черты терригенных отложений обычно объясняют в рамках тектонических моделей. При этом или допускаются горизонтальные перемещения разнофациальных зон [1], или эти комплексы рассматриваются в качестве аккреционного клина, возникшего в результате проявления субдукционной тектоники [8]. Несомненно, тектонические факторы играли значительную роль в процессе формирования рассматриваемой толщи, однако детальное изучение терригенных пород разреза с расшифровкой состава и строения парагенетических комплексов позволило подойти к проблеме их образования с несколько иных позиций.

В данной статье анализ мезозойских песчано-глинистых отложений проводится на примере новиковской и островской свит Тонино-Анивского полуострова. Возраст островской свиты ранее определялся как позднепермский по присутствию фораминифер в глыбах известняков в устье р. Островки [4]. Время формирования отложений новиковской свиты

считалось позднеюрским — раннемеловым, что основывалось на находке Ю. Н. Тарасевичем остатков альбских тригоний и аммонита в песчаниках около м. Острога, а также на сопоставлении свиты с отложениями набильской серии Восточно-Сахалинских гор, где в линзах известняков были обнаружены позднеюрские кораллы [3]. В последнее время Н. Ю. Брагиным (ГИН АН СССР) по нашим сборам в различных районах Тонино-Анивского полуострова из кремнистых и кремнисто-глинистых пород был определен комплекс альб-сеноманских радиолярий. Причем они были обнаружены и в тех породах, которые вмещают глыбы позднепермских известняков, что подтверждает олистостромовую природу этих образований.

**Парагенетические комплексы пород.** Островская и новиковская свиты сложены терригенными, кремнистыми, вулканогенными и карбонатными породами. Последние три типа пород описаны ранее [1]. Среди кластических пород наиболее широко развиты песчаники, алевролиты, алевропелиты. Встречаются гравелиты, конгломераты, глыбовые брекчии и галечниковые аргиллиты.

При выделении комплексов учитывались частота сонахождения определенных типов пород друг с другом и их предполагаемое генетическое родство. Изучался вещественный состав каждого типа породы, взаимоотношения различных типов внутри породной ассоциации и характер соотношения комплексов между собой. При изучении пород выделялись обломки различного генезиса, исследовался состав этих обломков, характер соотношения обломочного материала различных генетических фракций.

Схема распространения комплексов показана на фиг. 1.

1. Комплекс массивных песчаников, светло-серых и серых, обычно средне- и грубозернистых с многочисленными удлиненными обломками темных аргиллитов и алевропелитов (до 10—15 см). Песчаники залегают в виде линз и блоков протяженностью в несколько десятков метров среди алевропелитового материала.

Обломки глинистых пород имеют удлиненную и уплощенную формы, в породах они концентрируются в виде отдельных линз или вытягиваются в прерывистые слои. В первом случае линзовидные скопления обломков часто приурочены к центральной части песчаных тел. В шлифованных образцах иногда обнаруживается градационная слоистость (фиг. 2).

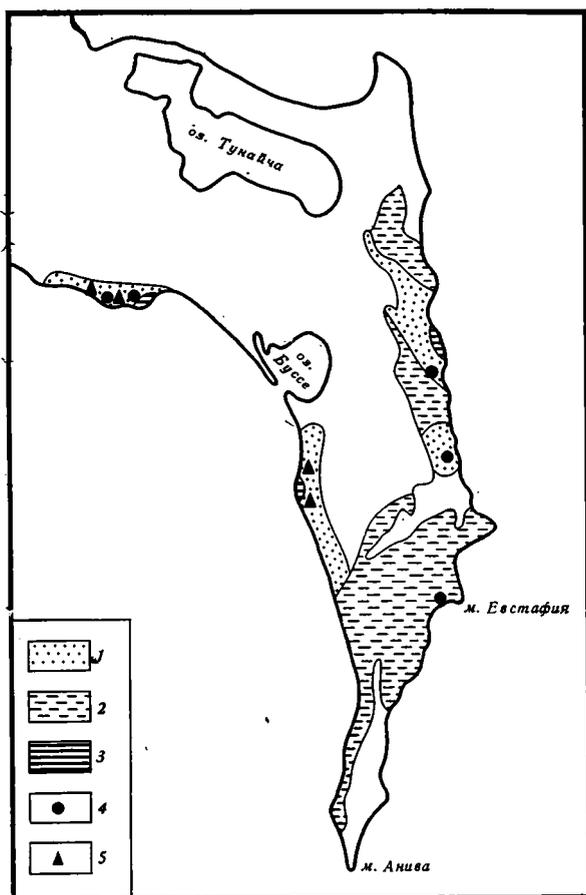
Местами среди песчаников залегают линзы (мощностью до 25 м) гравелитов, конгломератов и конгломератобрекчии. Обломки в них сложены полосчатыми черными алевролитами, аргиллитами, кварцитами, яшмовыми брекчиями, спилитами.

В некоторых районах и в комплексе встречаются блоки зеленовато-серых, светло-серых и светло-зеленых кварцитов и щелочные базальтоиды. Видимая мощность комплекса, по-видимому, достигает 800 м (следует отметить, что ввиду сложной дислоцированности и отсутствия маркирующих слоев и пачек мощность рассматриваемых отложений оценивается весьма условно).

2. Комплекс линзовидно переслаивающихся темных рассланцованных алевропелитов и песчаников. Линзы и конкрециевидные прослои мелко- и среднезернистых песчаников, мощностью от нескольких сантиметров до 3 м, образуют среди алевропелитов ориентированные цепочки, состоящие из вздутый и пережимов. Количественное соотношение песчаников и алевропелитовых пород примерно равное. Пачка напоминает флишоидную. Встречаются песчаные дайки мощностью от 0,2 до 2,5 м. Видимая мощность комплекса оценивается в 1000—1200 м.

3. Комплекс плитчатых зеленых и темных алевропелитов, зеленых алевролитов, радиоляритов, шоколадных слюдисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-железистых пород, тонко- и мелкозернистых песчаников. В породах повсеместно фиксируется примесь пеплового материала и радиолярий альб-сеноманского возраста; многие из них сильно окварцованы. Отмечается тонкая горизонтальная и косая сло-

стость. Мощность слоев от 0,03 до 3,5 м. В некоторых образцах алевропелитов обнаружены элементы турбидитного строения (фиг. 3). Нижняя часть ритмов обогащена рудными минералами или обломками аргиллитов. Мощность ритмов колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.



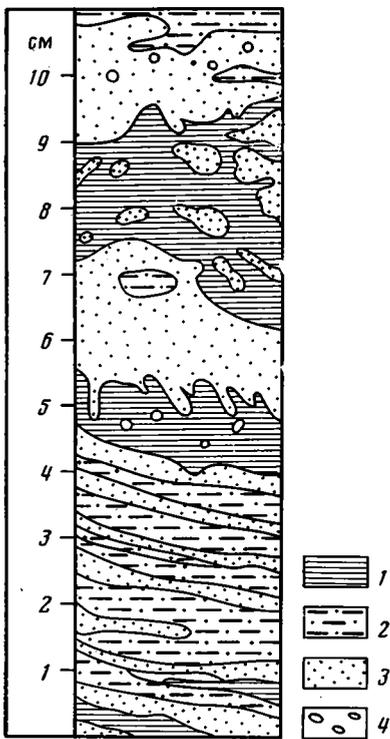
Фиг. 1. Схема распространения парагенетических комплексов на Тонино-Анивском полуострове

1 — массивные песчаники с включениями, галькой алевропелитов; 2 — линзовидное переслаивание алевропелитов и песчаников; 3 — тонкослоистое переслаивание алевропелитов, кремнисто-глинистых пород и мелкозернистых песчаников; 4 — галечниковые аргиллиты; 5 — глыбовые брекчии

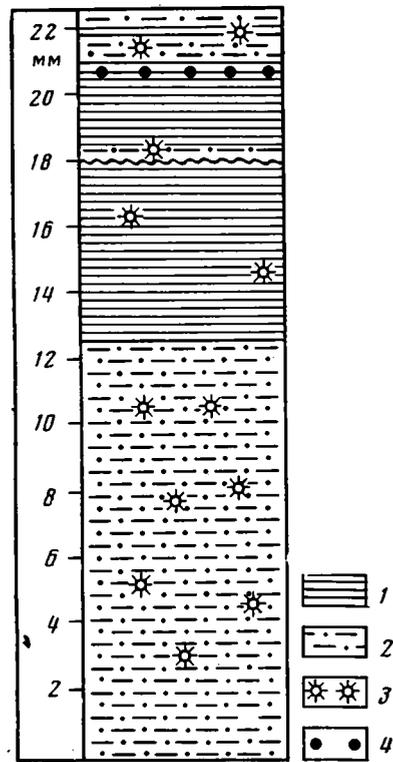
Следует особо отметить тот факт, что глинисто-кремнистые породы развиты лишь в разрезах комплексов на Анивском побережье полуострова. В окрестностях руч. Утесного эти породы ассоциируются с тектоническими «клиньями» галечниковых аргиллитов, а в районах устья р. Островки и м. Грина кремнисто-глинистые породы вместе с алевропелитами образуют связующую массу в глыбовых брекчиях. Глыбы здесь сложены спилитами, яшмами, известняками, кварцитами и песчаниками. Видимая мощность пород комплекса в отдельных разрозненных обнажениях не превышает 30 м.

4. Комплекс галечниковых аргиллитов (*pebble mudstone* [18]). Название условное, так как обломки далеко не всегда представлены окатанным материалом, величина их часто превышает размер гальки, связующая масса чаще сложена не аргиллитами, а алевропелитами.

Это своеобразные породы, состоящие из обломков серых и зеленовато-серых кварцитов, зеленых кремнисто-глинистых пород, песчаников, карбонатизированных алевропелитов, бурых яшм и радиоляритов, реже спилитов в алевропелитовом матриксе (фиг. 4).



Фиг. 2. Градационная слоистость (зарисовка с пришлифованного образца, пос. Утесное)  
1 — алевропелит; 2 — алевролит; 3 — песчаник; 4 — включения грубозернистого материала



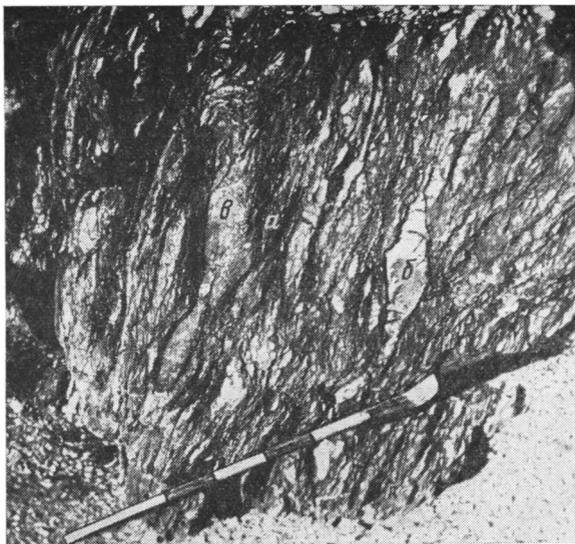
Фиг. 3. Зарисовка шлифа алевролита (р-н м. Острога, комплекс 3)  
1 — алевропелит; 2 — алевролит; 3 — остатки радиолярий; 4 — включения рудных минералов

В состав комплекса входят также линзы песчаников и блоки — отторженцы слоистых алевропелитовых пород. Связующая масса бурокоричневого или темного цвета всегда в той или иной степени рассланцована, иногда в ней видны шаровидные обособления. Особенно эффектно выглядят на фоне темной связующей массы включения ярко-зеленых радиоляритов и глинисто-кремнистых пород. Последние встречаются в виде мелкой гальки или образуют расщепленные линзочки (до 1 см) и в свою очередь содержат тонкие прослои темных алевропелитов.

Содержание обломков в породах подвержено значительным колебаниям, но в целом связующая масса преобладает. Наряду с галькой нередко отмечаются угловатые по форме обломки, как ориентированные по слоистости и сланцеватости пород, так и беспорядочно расположенные в пределах пласта. Максимальный их размер достигает 15—20 см.

В районе м. Евстафия изучен характер соотношения комплекса галечниковых аргиллитов с ритмично построенной пачкой песчаников. В некоторых ритмах, описанных в том же районе, песчаники нижнего слоя обогащены вулканомиктовым материалом, но общая тенденция, заключающаяся в уменьшении размерности зерен терригенных пород вверх по разрезу и увеличении в том же направлении включений, сохраняется (фиг. 5).

В районе м. Острога галечниковые аргиллиты латерально замещаются массивными песчаниками с обломками алевролитов. На Анивском побережье полуострова, на участке от пос. Озерск до р. Горелой среди отложений комплекса часто встречаются глыбы спилитов, «спаянных» с бурыми яшмами, кварцитов и известняков и породы приобретают облик глыбовых брекчий.



Фиг. 4. Галечниковые аргиллиты. Охотское побережье (фото обнажения)  
*a* — алевропелитовый матрикс; *b* — аргиллиты; *в* — песчаники

Мощность отложений из-за сложной их дислоцированности определить трудно. В одних разрезах галечниковые аргиллиты слагают непротяженные (в несколько метров шириной) участки, в других они прослеживаются на первые сотни метров.

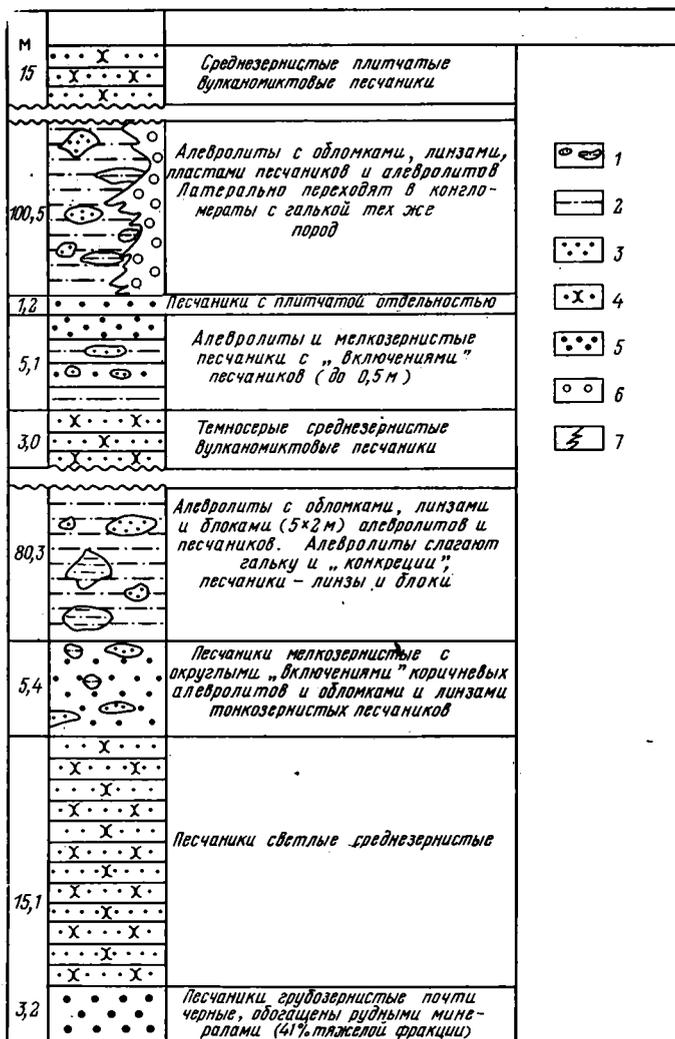
5. Комплекс песчаников и алевропелитов с разнообразным характером их сочетания. В отличие от описанных выше, четко обособляющихся в разрезе комплексов, эта ассоциация пород распространена локально и пока неясно, насколько она имеет самостоятельное значение.

В одних случаях гравелиты — грубозернистые песчаники (1—2,5 м) переслаиваются с темными брекчированными алевропелитами и радиоларитами (0,3—1,5 м). У довольно резкого контакта с пластами алевропелитов песчаники насыщены узкими вытянутыми алевропелитовыми обломками. Кроме того, ими сложены и мелкие (0,02—0,05 м) линзы в песчаниках.

В других разрезах преобладают алевропелиты, а песчаники образуют в них мелкие линзы. Наконец, встречена пачка переслаивания песчаников и алевропелитов (мощность прослоев 0,05—0,1 м). Среди них залегает блок (шириной 7 м) цеолитизированных песчаников (фиг. 6). В некоторых образцах алевропелитов здесь видна полосчатость, обусловленная скоплением рудных минералов и эпидота.

**Описание пород.** Состав пород терригенной толщи практически не зависит от их принадлежности к тому или иному комплексу. Небольшие различия в составе пород связаны скорее с их пространственным расположением в различных районах полуострова. В связи с этим целесообразнее, с нашей точки зрения, привести в настоящей работе общую характеристику различных типов пород, отмечая некоторые различия в их составе для тех или иных ассоциаций или районов.

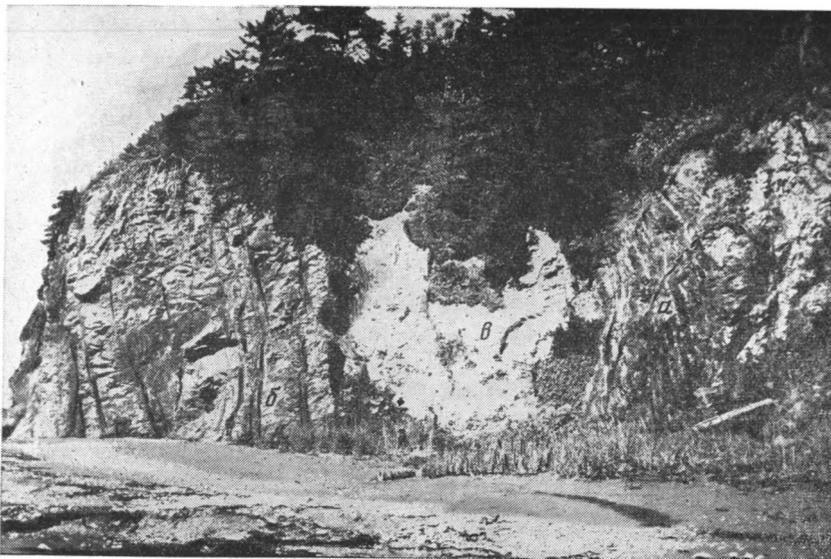
Песчаники участвуют в строении всех пяти комплексов пород, но наибольшую роль они играют в составе первой ассоциации (массивные песчаники), наименьшую — в третьей (алевропелиты и кремнисто-глинистые породы). За малым исключением, все песчаники толщи состоят из обломков различного генезиса, отличаются друг от друга составом, размером, степенью окатанности и сопутствующими тяжелыми минералами. В том или ином количестве во всех песчаных породах постоянно присутствует аллохтонный обломочный материал кварц-полевошпато-



Фиг. 5. Характер строения комплексов 2, 4 и 5 пород в районе м. Евстафия  
 1 — обломки, включения, галька; 2 — алевропелиты; 3—5 — песчаники (3 — мелкозернистые, 4 — среднезернистые, 5 — грубозернистые); 6 — конгломераты; 7 — граница фациального замещения

вого состава. Аллохтонные обломки состоят из кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата (часто с микроклиновой решеткой), сростков кварц-полевошпатовых минералов с пертитовой и пегматоидной структурами. К этой же группе относятся и окатанные обломки кислых эффузивов с фельзитовой структурой. Эти обломки слагают постоянный аркозовый «фон» во всех песчаниках, являясь, по-видимому, продуктами разрушения континентальной коры. Тяжелая фракция, связанная с обломками аркозового состава, представлена цирконом, гранатом, турмалином, сфеном, рутилом, брукитом, анатазом. Циркон и гранат в аркозовых песчаниках составляют до 80% тяжелой фракции, так что можно говорить о циркон-гранатовой ассоциации тяжелых минералов. Рудные минералы (пирит, ильменит, магнетит), а также глауконит, биотит и растительный детрит содержатся во всех песчаниках толщи в различных количествах, поэтому трудно говорить о связи их с обломками определенного генезиса.

В пределах одного образца размерность обломков «фонового» состава, как правило, одинакова. В большинстве районов Тонино-Анивского



Фиг. 6. Блок цеолитизированного песчаника среди пород комплекса 5 (фото обнажения)  
 а — алевропелиты; б — песчаники; в — цеолитизированный песчаник

полуострова они слагают мелкозернистую обломочную фракцию (0,2—0,3 мм), более грубый (0,3—0,6 мм) материал этого состава отмечается по Охотскому побережью полуострова. Содержание аркозового материала в обломочной части песчаников колеблется в широких пределах — от 10% в кремнеобломочных разностях до 90% в аркозовых песчаниках. В различных количествах в песчаниках содержится автохтонный обломочный материал — результат размыва внутрибассейновых поднятий. Ведущая роль в составе автохтонных обломков принадлежит кремнистым породам — яшмам, кварцитам, обломкам мозаичного кварца. В некоторых разностях они составляют до 80% обломочной части пород, образуя монолитические кремнеобломочные песчаники. В большей степени кремнистыми обломками обогащены средне- и грубозернистые разности пород. Размеры кремнистых обломков колеблются от 0,5 до 10 мм. Они характеризуются плохой окатанностью; в яшмах и кварцитах часто присутствуют трещины, выполненные кварцем или кальцитом, не выходящие за пределы обломка. В яшмах нередко видны перекристаллизованные остатки радиоларий. Влияние кремнистых обломков на состав тяжелой фракции очень незначительно, оно сказывается главным образом в увеличении роли рудных минералов и в присутствии (иногда до 50% тяжелой фракции) лейкоксена. Кремнистые обломки похожи на соответствующие породы вулканогенно-карбонатно-кремнистой формации. В более крупных кварцитовых зернах нередко видна реликтовая обломочная структура (бластосаммитовая или бластоалевритовая).

Вулканогенный материал в песчаниках представлен главным образом обломками эффузивов основного состава, по облику схожими со спилитами (натровыми толентовыми базальтами) этого разреза. Чаще всего встречаются обломки базальтов с ожелезненной основной массой и беспорядочно расположенными лейстами альбитизированного плагиоклаза, гломеропорфировые сростки плагиоклаза, обломки эффузивов с микролитовой и кристаллокластической структурами. Размеры эффузивных обломков колеблются от 0,2 до 0,6 мм. На Охотском побережье полуострова эффузивные обломки несколько мельче «фоновых», в остальных районах крупнее. Содержание обломков этого типа не превышает 20—30% обломочного состава песчаников. С присутствием вулканического обломочного материала связано повышенное содержание тяжелой

фракции (рудные минералы, эпидот, моноклинные пироксены, роговая обманка). С увеличением в породах роли вулканического обломочного материала возрастает содержание тяжелой фракции от сотых долей процента в аркозовых и кремнеобломочных песчаниках до 1,5% в вулканокластических разностях.

Обломки осадочных пород (песчаников, алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев) в песчаниках терригенной толщи встречаются повсеместно. Наиболее широко распространены обломки алевропелитов и глинистых сланцев. Они более всего обогащают массивные песчаники, но присутствуют практически в породах всех комплексов. Размеры глинистых обломков варьируют в широких пределах — от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Наряду с глинистыми обломками в песчаниках широко развиты линзовидные затеки глинистого (алевропелитового) материала, которые, сливаясь с таким же цементом, превращают породу в крайне неравномерно-зернистую.

Обломки кремнисто-глинистых пород среди обломочного материала встречаются сравнительно редко. Они слагаются линзовидно чередующимися глинистыми и кремнистыми слоями мощностью несколько сантиметров и имеют удлиненные линзовидные формы. Для кремнисто-глинистых пород характерно обилие хорошо сохранившихся радиолярий, замещенных светло-зеленым хлоритом. В пелитовом материале обломков аргиллитов, алевропелитов и кремнисто-глинистых пород отчетливо заметна сланцеватость за счет ориентировки слюдяных чешуек.

Алевролиты и песчаники среди обломков встречаются сравнительно редко. Их роль несколько увеличивается среди обломочного материала галечниковых аргиллитов. По составу песчаники из обломков аналогичны песчаным породам разреза. Песчаники состоят из того же аллохтонного и автохтонного обломочного материала, причем мелкозернистые разности по составу являются, как правило, более аркозовыми. С обломками осадочных пород связано присутствие в тяжелой фракции лейкоксена (до 50%), мусковита и, возможно, титанистых минералов.

Карбонатные породы среди обломков песчаников играют незначительную роль, представлены они обычно микритовыми известняками или кристаллами кальцита. Локально распространены в разрезе моноклинические карбонатно-обломочные породы, обрамляющие линзы или глыбы известняков.

Происхождение обломочного материала песчаников из различных источников сноса обусловило своеобразный облик большинства песчаных пород разреза — неравномернозернистость, плохую сортировку, «мусорный» облик песчаников. В самой породе обломки образуют скопления в отдельных участках, в результате чего глинистый цемент в пределах одного шлифа может варьировать по типу от базального до пленочного. Более равномерно-зернистыми являются песчаники с кремнистым цементом, так как в их составе существенная роль принадлежит аркозовым обломкам, отличающимся наиболее хорошей сортировкой.

Алевриты отличаются от песчаников меньшей размерностью зерен и соответственно более аркозовым составом, лучшей сортировкой и более равномерной зернистостью. Постепенные переходы от песчаников к алевролитам и алевропелитовым породам встречаются редко.

Алевролитовый материал образует как самостоятельный тип породы — алевролиты, так и слагает часть обломочного материала в песчаниках и алевропелитах. Алевролиты участвуют в строении второго, третьего и пятого комплексов пород, где им принадлежит значительная роль. Алевропелитовые породы облекают массивные песчаники первого комплекса и слагают матрикс в валунно-галечниковых аргиллитах. Обломки алевропелитов размером до нескольких сантиметров являются составной частью многих песчаных пород разреза.

Аргиллиты и глинистые сланцы играют в составе толщи весьма значительную роль. Они являются основной породой в составе трех из пяти выделенных комплексов, причем в комплексе валунно-галечниковых аргиллитов наряду с алевропелитами слагают основ-

ную массу породы. По составу глинистые породы толщи независимо от формы их залегания довольно однообразны.

Образцы фракции  $<0,001$  мм были изучены В. Б. Курносовым (ДВГИ ДВНЦ) на дифрактометре ДРОН-1,5 с  $\text{Cu } K_{\alpha}$ -излучением и Ni-фильтром при напряжении на катоде рентгеновской трубки 40 кВ и силе тока 22 мА. Препараты готовились методом капли на стеклах размером  $18 \times 18$  мм. По данным В. Б. Курносова, состав глинистой фракции представлен различными количественными вариациями гидрослюда и хлорита. Гидрослюда диоктаэдрическая, железисто-алюминиевая, хорошо окристаллизованная. Основные рефлексы — 10; 5; 3,33 Å. Содержание гидрослюда колеблется в большинстве образцов от 60 до 97%. Хлорит триоктаэдрический, железисто-магнезиальный, хорошо окристаллизованный. Основные рефлексы — 14,1; 7,1; 4,71; 3,53 Å. Для большей части образцов его содержание варьирует от 3 до 40%. В единичных образцах, взятых из цемента вулканогенных песчаников, содержание хлорита в глинистой фракции увеличивается до 90%. В виде примеси до 20% состава встречается смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава, диагностируемый по появлению размытого рефлекса в области 12—13 Å после прокаливания образца при  $550^{\circ}\text{C}$  в течение 1 ч. В составе пелитовой фракции постоянно присутствуют кварц, плагиоклаз, калиевые полевые шпаты, а в породах разреза Менапуцы — Евстафия (комплекс 2), кроме того, обнаружены гипс, кристобалит и барит.

Интересной особенностью является идентичный состав глинистых минералов из пород всех комплексов, независимо от того, слагает ли этот материал самостоятельные слои, обломки, цементирующую массу в песчаниках, матрикс в галечниковых аргиллитах или линзовидные прослои в кремнисто-глинистых породах.

Гидрослюдисто-хлоритовый состав глинистой фракции вместе с обломками кварца и полевых шпатов указывает на дезинтеграционный характер образования глинистых минералов [5]. Такой состав характерен для большей части современных океанических осадков [11].

Кремнисто-глинистые породы участвуют в строении третьего комплекса пород и встречаются в виде многочисленных линзовидных включений и обломков в галечниковых аргиллитах. Эти же породы слагают автохтонный обломочный материал в песчаниках. Кремнисто-глинистые породы резко выделяются среди вмещающих их образований красно-бурой, бурой, шоколадной или зеленой окраской. Под микроскопом видно линзовидное чередование кремнистых слоев, сложенных тонкодисперсным кварцем, и глинистых, чаще глинисто-слюдистых прослоев. Слойки имеют толщину в сотые и десятые доли миллиметра, неправильные формы со вздутиями и пережимами. Глинистые прослои достигают сантиметровой мощности. Характерной особенностью этих пород является обилие хорошо сохранившихся остатков радиолярий как в кремнистом, так и в глинистом материале. Радиолярии выполнены светло-зеленым хлоритом или халцедоном. Слюдистые частицы в глинистых прослоях обычно ориентированы по слоистости. На скелетных остатках радиолярий иногда заметны следы деформаций — сплющивания, раскалывания и смещения расколотых участков.

Кварциты в строении терригенной толщи не играют значительной роли. Самостоятельных прослоев или пачек пород они не образуют. Встречаются блоки кварцитов, облекаемые алевропелитовым матриксом. По аналогии с массивными песчаниками их, по-видимому, следует относить к ассоциации первого комплекса. Часто кварцитами сложены обломки и линзовидные включения в галечниковых аргиллитах и блоки в глыбовых брекчиях.

Кварциты отличаются светлой окраской, сильно трещиноватые. Трещины выполнены кварцем или карбонатом. В некоторых разностях широко развиты затеки и линзы слюдиисто-кремнисто-глинистого материала. Во многих образцах заметно реликтовое обломочное строение, подчеркнутое различной структурой кремнезема, слагающего отдельные

части породы. Радиолярии для этих пород не характерны: они встречаются в небольшом количестве и полностью перекристаллизованы.

**Особенности химического состава.** Химический состав пород терригенной толщи хорошо отражает ее петрографический состав. По содержанию основных компонентов песчаники занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками [9, 15]. Отмечаются широкие пределы колебаний многих окислов за счет вторичных изменений ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ) и повышенной роли обломков кремнистого и глинистого состава ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ). На химический состав глинистых пород значительное влияние оказывают примесь алевритового материала во многих разностях и вторичное минералообразование. В целом составы аргиллитов соответствуют среднему глинистому сланцу [17], но резко отличаются от составов современных глинистых океанических осадков [6]. Кремнисто-глинистые сланцы по содержанию многих компонентов занимают промежуточное положение между кремнистыми сланцами [9] и глинистыми осадками океана [6]. Яшмы в отличие от кварцитов характеризуются значительно меньшими содержаниями почти всех окислов, за исключением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Характер распределения малых элементов в песчаниках и глинистых породах, так же как и данные силикатного анализа, отражает терригенное происхождение глинистых минералов и обилие глинистого матрикса в песчаниках.

При анализе малых элементов следует учитывать, по нашему мнению, то обстоятельство, что кларковые содержания Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Mo значительно выше для глинистых сланцев, чем для песчаников, поэтому смещение глинистого и терригенного материала в породах соответственно повышает значение этих элементов в песчаниках и понижает в аргиллитах. Аргиллиты и яшмы характеризуются повышенными значениями Cu. В некоторых образцах яшм отмечается высокое содержание Mo.

**Об условиях образования терригенных отложений.** Рассмотренные выше комплексы пород в целом слагают своеобразный тип терригенного разреза, не поддающийся расшифровке с позиций «нормального» седиментогенеза. Подчеркнем наиболее характерные черты этих отложений.

1. Сонахождение глубоководных отложений (кремнисто-глинистых пород, радиоляритов, гиалокластитов щелочных базальтоидов океанического типа) с грубозернистыми терригенными породами, в которых присутствуют остатки растительного детрита и мелководной фауны.

2. Присутствие в разрезах галечниковых аргиллитов (алевролитов), пород с оползновыми текстурами, глыбовых брекчий, песчаников, обогащенных алевропелитовыми обломками, и так называемых *каннибалитов* — монолитических пород, состоящих из обломочного материала уже сформированных, частично литифицированных отложений.

3. Линзовидный характер переслаивания различных типов пород: алевропелитов, песчаников, кремнисто-глинистых пород. Эта особенность обнаруживается на всех уровнях — и при обследовании обнажений горных пород, и при изучении их под микроскопом.

4. Широкое развитие пород с многовершинным профилем гранулометрического состава. В одной породе встречаются участки с гравийным, песчаным, алевритовым, пелитовым и кремнистым материалом, слагающим линзы и образующим затеки одной породы в другую.

5. Постоянное присутствие в песчаных и алевритовых породах «фоновой» аркозовой ассоциации обломков и однообразный, преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов во всех комплексах.

6. Наличие своеобразных маломощных прослоев и линз кремнисто-глинистых пород, образованных микроскопическим переслаиванием пелитовых и кремнистых слоев. Этим породам свойственна темно-коричневая (шоколадная) окраска, в них много прекрасно сохранившихся радиолярий. Эти породы, как и ассоциирующие с ними алевропелиты, кремнисто-железистые накопления и радиоляриты (комплекс 3), по всей видимости, образовались в глубоководных условиях. Отложения комп-

лекса сменяются в разрезе галечниковыми аргиллитами или образуют связующую массу в глыбовых брекчиях; в районе м. Грозного они перекрываются линзами грубозернистых вулканомиктовых песчаников и внутриформационных конгломератов.

7. Типичная градационная слоистость среди пород разреза встречается редко, хотя отдельные ее элементы обнаружены во всех комплексах (наиболее достоверно слоистость диагностируется в шлифованных образцах).

Многие из характерных особенностей мезозойской толщи могут быть, по нашему мнению, объяснены формированием их в пределах каньонно-веерной системы. В работе [19] авторами сведены данные по характеристике отложений в каньонах и конусах выноса. Сравнивая наши материалы с данными, приведенными в этой работе, мы пришли к выводу, что основная масса осадков терригенной толщи образовалась в пределах глубоководных каньонов и каналов конуса выноса. Меньшую часть осадочных образований разреза можно сопоставить с отложениями береговых валов и межканальных промежутков в системе подводных конусов выноса (долинно-веерная система [12]).

Галечниковые аргиллиты в современных каньонах и каналах в пределах глубоководных конусов выноса фиксируют зону тальвега и образовались, по представлениям многих геологов [12—14, 20, 21], из очень вязких (2—2,5) пастообразных потоков. Для менее вязких (1,5—2) зерновых потоков характерны песчаные отложения с галькой глинистых пород. Насыщенные водой потоки (турбидитные) формируют осадки со свойственной им градационной слоистостью. По аналогии с современным осадконакоплением слоистую пачку переслаивания алевропелитов, радиоларитов и коричневых кремнисто-глинистых пород (комплекс 3) можно рассматривать как обычные осадки бассейна. Их небольшая мощность объясняется малой скоростью седиментации по сравнению с отложениями зерновых (комплекс 1) и пастообразных (комплекс 4) потоков, сформированных в процессе так называемой лавинной седиментации [7].

Осадки, сползавшие по континентальному склону, по-видимому, состояли преимущественно из аркозового материала, который по мере продвижения в глубь каньона обогащался кластикой, снесенной со стенок каньона и внутрибассейновых поднятий. Осадки зерновых и пастообразных потоков нередко замещали друг друга по простиранию, что могло быть связано с разным насыщением потока водой. В некоторых разрезах видно, что галечниковые аргиллиты и глыбовые брекчии залегают непосредственно на алевропелитах, радиоларитах и кремнисто-глинистых породах (осадках дна) и одновременно содержат в себе эти породы в виде обломков. Можно предположить, что в данном случае происходил процесс «сдирания» пород со дна каньонов. Пачки пород пятого комплекса, возможно, образовались в результате действия различных типов течений. В них присутствуют как отдельные элементы цикла Боума [16], так и следы действия более вязких потоков в результате волочения обломочного материала по дну бассейна.

В межканальных промежутках развиты более тонкозернистые осадки, возникавшие из потоков, переливавшихся через края каналов или выпавшие из водной среды (комплексы 2 и 3).

Как показали исследования [13, 14], в каньонах одновременно происходит эрозия дна и наращивание его стенок песчаными и глинистыми отложениями. Обрушением стенок каньона, сложенных теми же породами, их размывом и переносом обломков различного типа водными потоками можно объяснить присутствие в мезозойских разрезах монолитных обломочных пород (*каннибалитов*), наличие конседиментационных брекчий, однообразный состав песчаных и глинистых пород во всех комплексах.

Как уже отмечалось, возраст комплексов пород «дна» и галечниковых аргиллитов, а также глыбовых брекчий, определенный по радиолариям,— альб-сеноманский. Склон, по которому происходило перемещение обломочного материала по каньону (каньонам?), был, по-видимому, сло-

жен терригенными породами того же состава, что и рассмотренные в статье; следует также допустить разрушение вулканогенно-карбонатно-кремнистой формации триас-раннемелового возраста.

Глыбовые брекчии альб-сеноманского возраста, содержащие в некоторых разрезах блоки позднепермских известняков, по своим особенностям типичные олистостромовые образования. Их генезис часто связывается с разрушением лобовых частей надвигов. В западной части Тонино-Лнивского полуострова было установлено [10], что на олистостромовых породах залегает тектонический покров, образованный вулканогенно-кремнистыми образованиями триаса — раннего мела. Однако в составе олистостромов в этом районе преобладают не глыбы кремнистых пород (сургучных яшм), как можно было бы ожидать, а блоки песчаников и светлых кварцитов. Поэтому можно предположить, что олистострома образовалась вне связи с движением надвигов.

Непосредственная роль тектонических движений в формировании терригенной толщи недостаточно ясна. Тектонические подвижки, несомненно, способствовали разрушению коренных пород и, возможно, возникновению гравитационно-склоновых процессов.

Предлагаемая гипотеза позволяет, на наш взгляд, объяснить в целом все основные особенности мезозойской терригенной толщи — линзовидный характер чередования пород, наличие среди глубоководных осадков песчаников с остатками растительного детрита и мелководной фауны, неясно выраженную стратификацию, фациальную изменчивость комплексов, развитие оползневых и обвальных брекчий при ограниченном развитии типичных конгломератов.

Так как все выделенные комплексы в той или иной мере являются осадками подводных осадочно-гравитационных потоков, а галечниковые аргиллиты довольно однозначно трактуются как результат отложения пастообразных потоков, свойственных каньонам и каналам среди подводных конусов выноса, все терригенные породы разреза можно рассматривать как единую песчано-глинистую формацию, сформировавшуюся у подножия континентального склона.

Отложения аналогичного состава и строения развиты и в других районах Сахалина. В частности, наиболее характерные для формации и легко диагностируемые в полевых условиях галечниковые аргиллиты и массивные песчаники с включениями алевропелитов (соответственно осадки пастообразных и зерновых потоков) встречаются среди нижнемеловых отложений побединской и хойской свит. Поэтому можно ожидать, что при дальнейших исследованиях подобного рода образования будут установлены на территории Восточно- и Западно-Сахалинских гор. При этом появится возможность выявить распространение отдельных фаций, простирание каньона и решить ряд других вопросов.

В современных каньонных (долинно-веерных) системах распределение осадков меняется в пространстве и во времени, так как отложения различных потоков накладываются друг на друга, русла и каналы с течением времени смещаются, происходит эрозия отложившихся осадков и одновременное наращивание краевых валов [14]. Естественно, что в разрезах складчатых зон, где отложения подводных потоков деформированы и разрушены, при их распознавании возникают дополнительные трудности.

Метод выделения парагенетических ассоциаций пород [12] с выяснением их генетической природы (по современным моделям) и характера взаимоотношения отдельных комплексов незаменим при изучении таких сложнопостроенных толщ.

#### Литература

1. Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Осадконакопление в позднепалеозойских и мезозойских прогибах Тихоокеанского кольца (на примере о-ва Сахалин, Калифорнии, Японии). — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 17—32.
2. Гаврилов В. К., Соловьева Н. К. Палеоаналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахалина и Японии. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 392—394.

3. Геология СССР. Т. XXXIII, ч. 1. М.: Недра, 1970. 431 с.
4. *Елисеева В. К., Соснина М. И.* О находке верхнепермских отложений на острове Сахалин.— Геология и геофизика, 1964, № 10, с. 159—161.
5. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Типы гидрослюд осадочных пород и их генетическое значение.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 321, с. 71—95.
6. *Курносов В. Б.* Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука, 1982. 224 с.
7. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение I. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 6, с. 3—27.
8. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Ст. I. Мезозойды Верхояно-Чукотской области.— Тихоокеан. геология, 1983, № 3, с. 3—27.
9. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
10. *Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др.* Покровные и чешуйчато-подвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана.— Геотектоника, 1983, № 6, с. 30—45.
11. *Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И.* Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 3—18.
12. *Хворова И. В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3—24.
13. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 361 с.
14. *Шепард Ф., Дилл Р.* Подводные морские каньоны. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 343 с.
15. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
16. *Voima A. H.* Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
17. *Clarke F. W.* Date of geochemistry.— Bull. U. S. Geol., Surv., 1924, v. 770, p. 841.
18. *Crowell J. G.* Origin of pebbly mudstones.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 68, p. 993—1010.
19. *Nelson C. H., Nilsen T. H.* Depositional Trend of Modern and Ancient Deep-Sea Fans.— In: Submarine canyons and deep-sea fans. Modern and ancient, Dowden e. a., Stroudsburg: Pennsylvania, 1974, p. 388—410.
20. *Nor marc W. R., Piper D. J.* Deep-sea fan — valleys, past and present.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, № 9, p. 1859—1866.
21. *Stanley D. J.* Pebbly mud transport in the head of Willington canyon.— Marine Geol., 1974, v. 16, № 1, p. 111—112.

Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский институт,  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
7.IX.1984

УДК 551.72(470.5)

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА****СООБЩЕНИЕ 1. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ  
КОМПЛЕКСОВ БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ****МАСЛОВ А. В.**

Приведена литолого-фациальная характеристика пород бирьянской под-свиты зильмердакской свиты и рассмотрены условия образования и палео-география базальных горизонтов верхнего рифея на Южном Урале. Показано, что бирьянская подсвита представляет собой сложный комплекс кон-тинентальных и прибрежно-морских осадков и характеризуется закономер-ной сменой с запада на восток континентальных фаций прибрежно-мор-скими отложениями. Мелководно-морские и собственно морские отложения на начальных этапах развития позднерифейского бассейна седиментации на Южном Урале играли незначительную роль.

Одной из интересных и важных проблем современной литологии является проблема дальнейшей разработки и применения методики фа-циальных исследований к реконструкции условий образования докем-брийских отложений [22]. Если для расшифровки условий образования фанерозойских комплексов с успехом используется метод детального литолого-фациального анализа, разработанный в ГИН АН СССР под руководством чл.-кор. П. П. Тимофеева, то реконструкция условий осад-ко- и породообразования в докембрии связана с определенными трудно-стями. Это прежде всего обусловлено сильным преобразованием пород, в результате чего первичные (генетические) признаки осадков расшиф-ровываются с большим трудом, а также, по-видимому, общими особен-ностями седименто- и литогенеза в докембрии, которые определялись повышенным смывом кластики в отсутствие наземной растительности, спецификой состава атмосферы и связанных с ним процессов выветри-вания и своеобразием ландшафтных зон того времени [6, 24].

Проведенные нами исследования показали, что комплекс методиче-ских приемов, положенных в основу детального литолого-фациального анализа [20, 21], достаточно хорошо применим к реконструкции обста-новок осадконакопления относительно слабо измененных рифейских осадочных образований миогеосинклинального или субплатформенного типа. При этом на первый план выдвигаются такие генетические призна-ки осадков, как гранулометрия и структура пород, их окраска, форма и размеры слоистости, мощность слоев, характер контактов и переходов между слоями и др.

В качестве объекта исследований выбраны верхнерифейские терри-генно-карбонатные комплексы каратауской серии Башкирского меганти-клинория на западном склоне Южного Урала. Для них характерно ши-рокое распространение по площади, наличие контрастного по грануло-метрии и составу набора пород и значительные вариации мощности [9, 13, 17]. Породы этого интервала обладают разнообразными текстурно-структурными особенностями, позволяющими реконструировать фа-циальные условия седиментации и палеогидродинамику отдельных зон бас-сейна. По особенностям состава и стратиграфическим взаимоотношени-ям в разрезе каратауской серии выделяются зильмердакская, катавская, инзерская и миньярская свиты [8, 9] (таблица). Катавская и миньяр-ская свиты слагаются относительно устойчивыми в фациальном отноше-нии карбонатными породами. Инзерская свита представлена мощным комплексом чередующихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и

Сводный разрез верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория [9, 23]

| Фигура        | Свита          | Подсвита      | Индекс    | Мощность, м | Краткая характеристика пород  |  |
|---------------|----------------|---------------|-----------|-------------|---|--|
| Верхний рифей | Катавская      | Миньярская    | Бьянская  | $R_3mn_2$   | 300÷500   | Хемогенные и строматолитовые доломиты с прослоями и линзами кремней  |
|               |                |               | Миньская  | $R_3mn_1$   | 100÷300   | Доломиты и доломитизированные известняки со строматолитами   |
|               |                | Инзерская     | Верхняя   | $R_3in_2$   | 40÷400  | Неравномерное чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в верхней части прослой известняков |
|               |                |               | Нижняя    | $R_3in_1$   | 30÷300  | В западных разрезах известняки, в центральных и восточных песчаники и алевролиты                           |
|               | Катавская      | Верхняя       | $R_2kt_2$ | 30÷150      | Известняки с пластовыми строматолитами типа <i>Malginella</i>   |  |
|               |                | Нижняя        | $R_3kt_1$ | 130÷250     | Глинистые пестроцветные известняки, в нижней части разреза местами строматолитовые                                      |  |
|               | Зильмердакская | Бедерьшинская | $R_3zl_4$ | 250÷400     | Неравномерное чередование глинистых сланцев, алевролитов и песчаников пестро- и зеленоцветных                           |  |
|               |                | Лемезинская   | $R_3zl_3$ | 100÷300     | Кварцевые кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов  |  |
|               |                | Нугушская     | $R_3zl_2$ | 200÷350     | Алевролиты, песчаники мелкозернистые, глинистые сланцы в неравномерном переслаивании                                    |  |
|               |                | Бирьянская    | $R_3zl_1$ | 800÷2000    | Аркозовые, полевошпато-кварцевые и субаркозовые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов |  |

глинистых сланцев с подчиненными прослоями и пачками известняков в верхней части разреза. В западных районах Башкирского мегантиклинория в нижней части инзерской свиты обособляется толща известняков и доломитов мощностью до 300 м, известная под названием подинзерской, или симской, толщи [23]. В центральных районах структуры примерно на этом стратиграфическом уровне развиты сильно известковистые пестроцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники. Зильмердакская свита, представляющая базальные горизонты верхнего рифея, объединяет разнообразие по составу, текстурно-структурным особенностям и цвету терригенные породы. По литологическим признакам зильмердакская свита подразделяется на четыре подсвиты — бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерьшинскую [9]. Нижняя, бирьянская подсвита слагается мощным комплексом розовато-, желтовато-серых или вишнево-красных аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. В ряде разрезов в верхней части подсвиты наблюдаются маломощные пачки карбонатных пород. Нугушская подсвита представлена в нижней части светло-серыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками, сменяющимися выше зеленовато-серыми и серыми алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями и пачками мелкозернистых песчаников. Ее

мощность варьирует от 200 до 400 м. Выше в разрезе зильмердакской свиты присутствует 200—300-метровая толща серых и светло-серых кварцевых, преимущественно среднезернистых песчаников, выделяемая в лемезинскую подсвиту. Четвертая, бедерышинская подсвита слагается пестрым по составу и окраске комплексом терригенных и карбонатных пород.

Условия образования пород каратауской серии с той или иной степенью детальности рассматривались многими исследователями [1—3, 5, 8, 11, 13, 14, 19 и др.]. Согласно существующим в настоящее время представлениям, терригенно-карбонатные комплексы верхнего рифея формировались преимущественно в мелководно-морских и прибрежно-морских обстановках в условиях относительно стабильного тектонического режима. На протяжении длительного времени считалось, что «древние свиты» западного склона Южного Урала обладают устойчивыми, выдержанными на значительной территории фациальными особенностями. В связи с этим в последние годы внимание исследователей было в основном привлечено к проблемам стратиграфии рифейских и, в частности верхнерифейских, отложений [7, 9, 10, 15, 17 и др.], а вопросы литолого-фациального анализа не получили должного освещения.

В 1980—1984 гг. авторам изучены многочисленные разрезы каратауской серии в бассейнах рек Юрюзани, Сатки, Сима, Лемезы, Инзера, Большого и Малого Нугуша, на правобережье р. Белой и в других районах Башкирского мегантиклинория. В результате установлено, что отложения каратауской серии представляют собой сложный комплекс континентальных, прибрежно-континентальных, прибрежно-морских, мелководно-морских и собственно морских осадков.

Настоящая работа является первой из серии публикаций, посвященных результатам изучения условий образования терригенно-карбонатных отложений верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Одним из наиболее интересных литостратиграфических комплексов верхнего рифея Южного Урала является бирьянская подсвита зильмердакской свиты. Как указывалось выше, она представлена полевошпато-кварцевыми, субаркозовыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. В верхней части подсвиты иногда наблюдаются прослои и пачки карбонатных пород. Мощность подсвиты изменяется от 500 до 2000 м [5]. По данным А. И. Олли [14], она расчленяется на три толщи. В. И. Козлов [9], с учетом данных О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой, выделяет в составе подсвиты четыре толщи. Первая и третья толщи представлены розовато-серыми и желтовато-серыми крупно- и грубозернистыми песчаниками с маломощными прослоями конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Вторая и четвертая толщи слагаются в основном алевролитами и мелкозернистыми вишнево-красными и красно-бурыми песчаниками с прослоями и пачками глинистых сланцев.

Вопросы реконструкции условий образования пород бирьянской подсвиты рассматривались многими исследователями [1, 2, 5, 11, 13, 14]. Анализ существующих представлений об условиях формирования пород бирьянской подсвиты показывает, что большинство исследователей считают их прибрежно-дельтовыми и (или) прибрежно-морскими образованиями. Имеются, однако, и другие точки зрения. Так, например, Г. Ф. Лунгерсгаузен [16] рассматривал песчано-гравийные отложения бирьянской подсвиты как осадки гигантских зандровых полей, формировавшиеся в обстановке субгляциального или гляциального климата на плоской предгорной равнине. Текстурно-структурные особенности пород бирьянской подсвиты и вопросы их генезиса подробно рассмотрены Г. Н. Акимовой [1—3]. На основании изучения морфологии косой слоистости, других седиментационных текстур и сопоставления их к текстурам современных отложений ей установлено, что породы бирьянской подсвиты характеризуются слоистостью, типичной для русловых (первая и третья толщи) и пойменных отложений.

## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ

Как показывает проведенное нами изучение наиболее полных разрезов по рекам Малой Инзеру, Юрюзани, Сатке, Большому Нугушу и Куже, формирование отложений бирьянской подсвиты происходило, по-видимому, значительно более сложным образом, чем предполагалось ранее. Бирьянская подсвита зильмердаксской свиты представляет собой сложный комплекс континентальных, прибрежно-морских и мелководно-морских осадков.

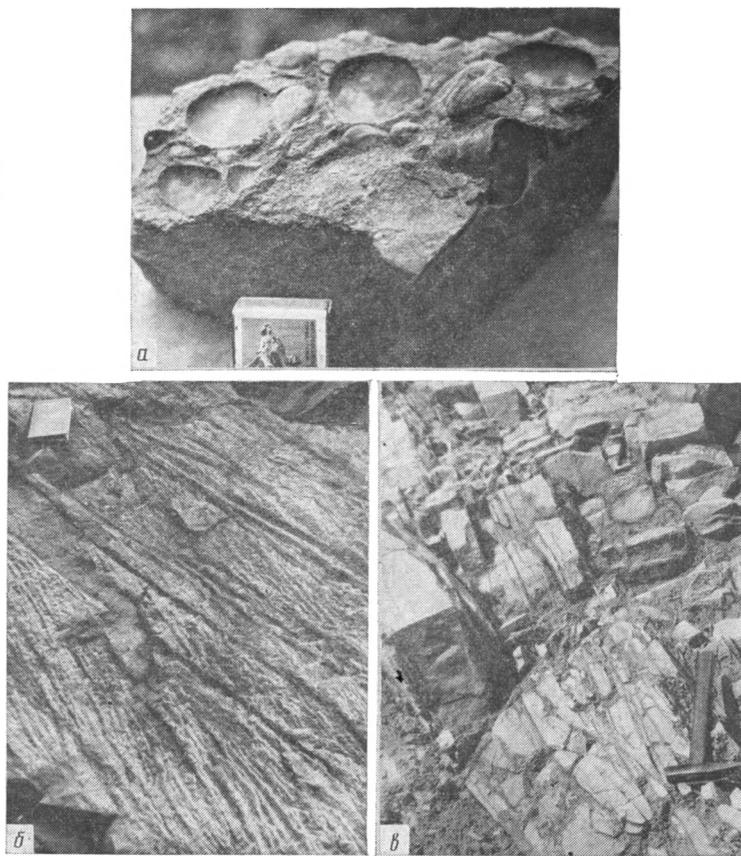
**Континентальные отложения** объединяют гравийно-песчаные осадки аллювиальных фаций и песчано-алеврито-глинистые образования прибрежно-континентальных (аллювиально-дельтовых) равнин.

Аллювиальные отложения включают конгломерато-гравийно-песчаные осадки русла и песчаные осадки пойменных зон. Фация *гравийно-песчаных осадков русел рек* (АРР) объединяет три генетических типа. Отложения первого типа представлены гравелитами и мелкогалечными конгломератами (фиг. 1, а). Для них характерна слабовыраженная пологая косая одно- или разнонаправленная слоистость, иногда грубая полосчатость, подчеркиваемая чередованием линзовидных прослоев крупно- и мелкопесчаного материала. Мощность осадков этого типа варьирует от 0,05 до 1,0 м. Они наблюдаются в базальных частях сложнопостроенных косослоистых пачек (фиг. 2) и часто залегают с размывом на подстилающих отложениях. Вверх по разрезу осадки этого типа сменяются крупно- и грубозернистыми песчаниками с крупной прямолинейной однонаправленной косой слоистостью (фиг. 1, б), подчеркиваемой различиями в зернистости слоев или цветовыми контрастами (тип АРР-2). Мощность косых серий составляет от 0,4 до 1 м. Слойки в сериях прямые или сходящиеся, постепенно выклинивающиеся к основанию серий. Углы падения слоев, по данным замеров в случайных сечениях, составляют  $15 \div 20^\circ$ . Мощность варьирует от 2 до 6 см. Нижние их зоны сложены крупнозернистым кварцем с подчиненным количеством полевых шпатов и имеют серый или светло-серый цвет. Для верхних частей характерна темно-красная окраска и песчано-алевритовый состав. Иногда (как например, в разрезе у с. Пороги) на отпрепарированных поверхностях косых серий наблюдаются крупные асимметричные знаки ряби течения, между рифелями которой концентрируются обломки гравийно-галечной размерности. Вверх по разрезу мощность косых серий и зернистость пород постепенно уменьшаются и осадки типа АРР-2 сменяются осадками третьего генетического типа (АРР-3). Последние представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками с косой средне- и мелкомасштабной однонаправленной прямолинейной и сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала в слоях.

Отложения данной фации имеют мощность от 20 до 60 м и характерны для нижней части бирьянской подсвиты в разрезах по рекам Юрюзани и Сатке (фиг. 3). Аналогичные образования описаны Г. Н. Акимовой в районе горы Веселой.

Фация *песчаных осадков прирусловой части поймы* (АПП) представлена средне- и мелкозернистыми песчаниками с горизонтальной слоистостью. Породы этого типа тесно связаны с осадками фации АРР. Слоистость в них подчеркнута различиями в зернистости слоев, примазками глинистого материала, трещиноватостью или тонкими (1—2 мм) слоями рудных минералов. В ряде случаев на фоне горизонтальной слоистости наблюдаются редкие маломощные пологие косые серии с углами наклона слоев  $10 \div 15^\circ$ . Мощность отложений фации АПП не превышает  $3 \div 5$  м. Они залегают непосредственно на русловых отложениях и связаны с ними постепенным переходом.

Среди прибрежно-континентальных отложений в составе бирьянской подсвиты выделены фации терригенных и терригенно-карбонатных осадков прибрежно-континентальных равнин и фация песчаных осадков пляжей.



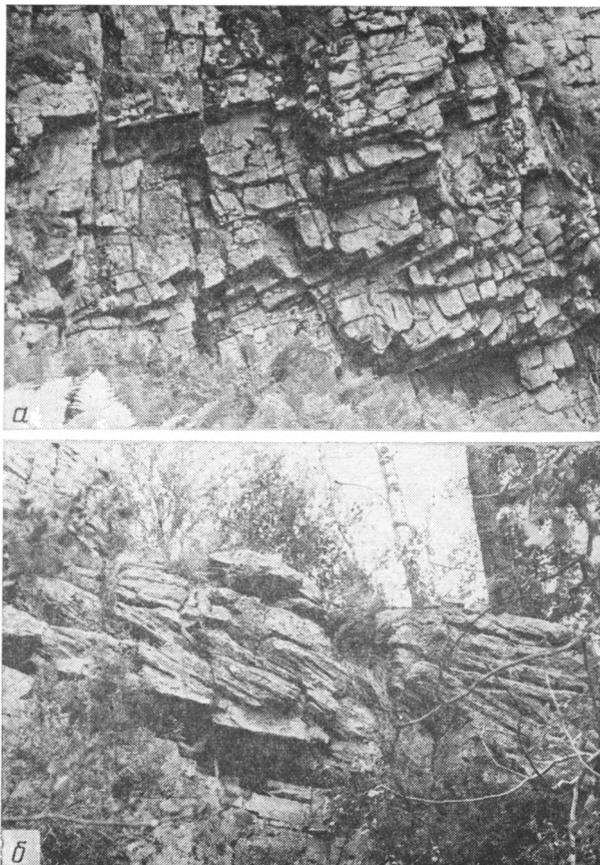
Фиг. 1. Тектурно-структурные особенности пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты  
*a* — мелкогалечные конгломераты из базальных частей косослоистых пачек (АРР-1); *б* — песчаники с крупной и среднemasштабной косою однонаправленной слоистостью (АРР-2); *в* — песчаники крупнозернистые с прослоями и линзами гравелитов и редкими косыми сериями (МПП-1)

Фация *красноцветных песчано-алевритовых осадков прибрежно-континентальных равнин* (ПРП<sub>к</sub>) слагается мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, относящимися к двум генетическим типам.

Осадки первого типа (ПРП<sub>к</sub>-1) представлены неравномерным чередованием розовато-серых или красно-серых мелкозернистых песчаников и темно-красных алевролитов. Мощность песчаников составляет 7 ÷ ÷ 10 см, но может достигать 40 см. В них хорошо заметна волнистая и косоволнистая слоистость с мощностью серий 3 ÷ 10 см, образованная при миграции мелкой ряби волнения. Поверхности напластования неровные, бугристые с мелкой рябью течения и волнения.

Тектурные особенности алевролитов также специфичны. Это преимущественно мелкая мульдовидная или косоволнистая, часто прерывистая слоистость. На нижних поверхностях алевролитов наблюдаются слепки с трещин усыхания. При раскалывании по напластованию алевролиты распадаются на тонкие плитки с неровной поверхностью, на которой иногда можно видеть псевдоморфозы по кристаллам галита (разрез в с. Пороги). Осадки данного типа слагают вторую и почти всю четвертую толщу бирьянской подсвиты в разрезе по рекам Юрюзани и Сатке (см. фиг. 3). Мощность осадков типа ПРП<sub>к</sub>-1 варьирует от 40 до 240 м.

Ко второму генетическому типу (ПРП<sub>к</sub>-2) относятся красноцветные крупнозернистые алевролиты тонко- и среднелитчатые, иногда с про-



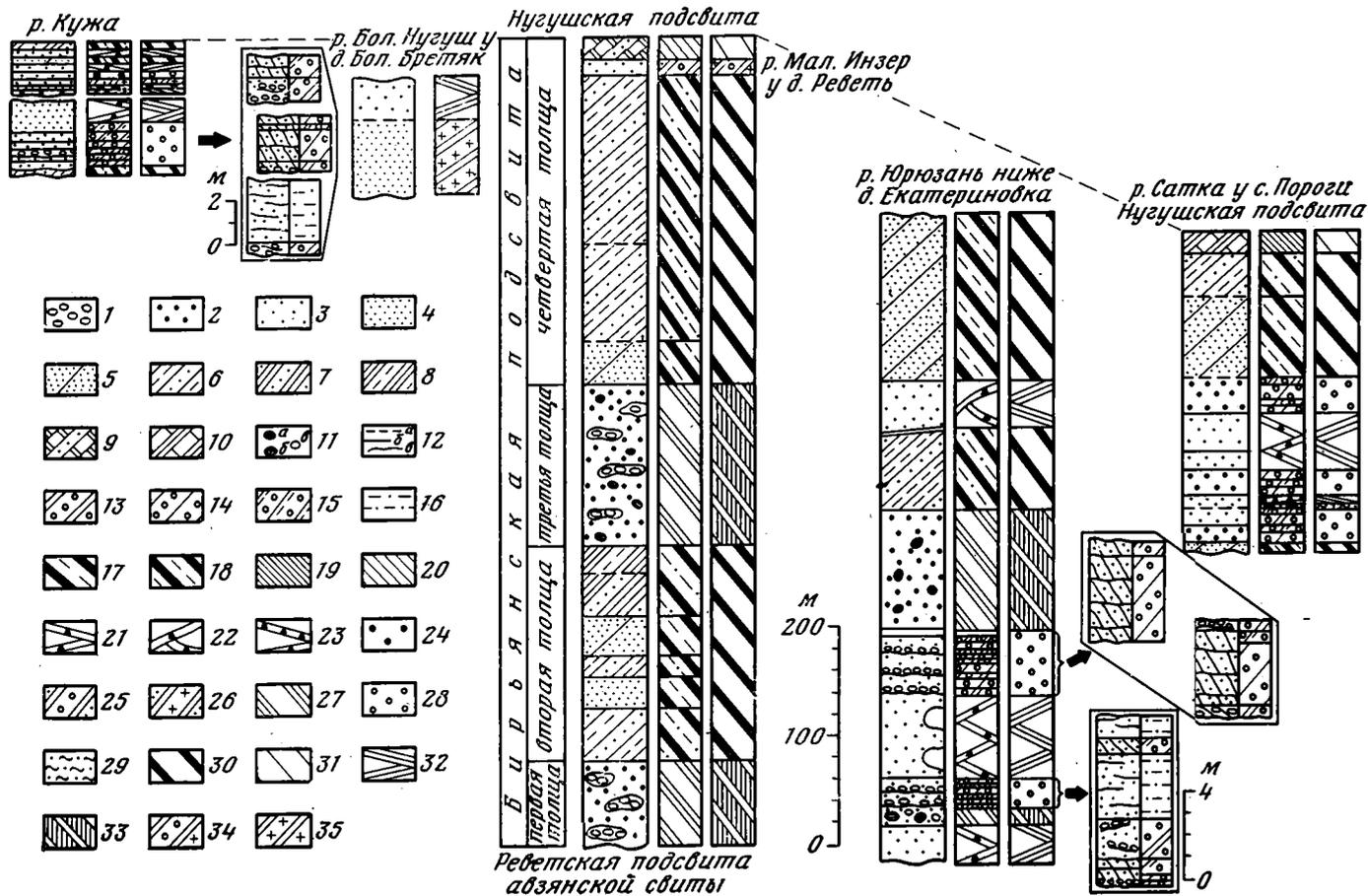
Фиг. 2. Песчаники аллювиального генезиса с крупной косою однонаправленной прямолинейной и сходящейся слоистостью в разрезах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты по левому (а) и правому (б) берегам р. Сатки (с. Пороги)

слоями песчаников того же цвета. Поверхности напластования алевролитов ровные или пологоволнистые. На них в ряде случаев наблюдаются знаки ряби волнения и незамкнутые трещины усыхания «звездчатого» типа. Слоистость тонкая горизонтальная, волнистая или косоволнистая. Мощность осадков этого типа колеблется от 30 до 160 м. Наиболее хорошо они представлены в разрезе по левому берегу р. Юрюзани ниже д. Екатериновки.

Постоянная ассоциация осадков данной фации с песчано-гравийными отложениями прибрежного сильно подвижного мелководья (фация МПГ), наличие в песчаниках и алевролитах маломощной косою и косоволнистой слоистости, многочисленных знаков ряби и трещин усыхания позволяет предполагать, что они накапливались в междуречных зонах на участках аккумулятивных прибрежно-континентальных (аллювиально-дельтовых) равнин.

Фация *терригенно-карбонатных осадков прибрежно-континентальных равнин* (ПРК) объединяет осадки двух генетических типов.

Первый представлен известняками и песчанистыми известняками, образующими прослой мощностью до 2 м и чередующимися с маломощными пачками сланцев и глинистых тонкоплитчатых известняков. Содержание алевро-песчаной примеси достигает 40%. Для пород этого типа характерна мелкая- и среднемасштабная перекрестная, пологая, косяя слоистость, крупные знаки ряби и неровные поверхности напластования. Наиболее хорошо осадки типа ПРК-1 обнажены в верхней части бирьянской подсвиты на правом берегу пруда в с. Пороги.



Ко второму генетическому типу относятся серые и темно-серые пелитоморфно-тонкокristаллические доломиты со значительной алевро-глинистой примесью. Для них свойственна тонкая параллельная и (или) мелкая деформированная слоистость, подчеркнутая чередованием слоев глинистого и углисто-глинистого состава толщиной 1—2 мм. Поверхности напластования пород неровные. Мощность осадков типа ПРК-2 в разрезе по р. Малый Инзер составляет от 0,2 до 2,5 м.

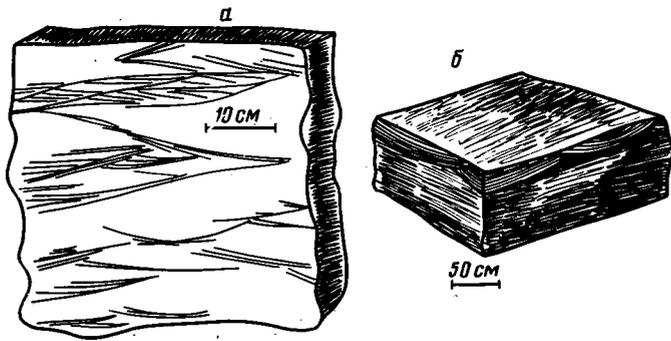
Формирование осадков этого типа, как и осадков всей фации в целом, происходило, по-видимому, в обстановке активной динамики среды. Небольшая мощность, ограниченное распространение по площади и значительная примесь терригенного материала позволяют предполагать, что осадки фации ПРК накапливались в сравнительно небольших водоемах, располагавшихся в пределах прибрежно-континентальных равнин. На это указывает и их положение в разрезах между красноцветными песчано-алевритовыми осадками фации ПРП<sub>к</sub>, формировавшимися в условиях частой смены субаквальных и субаэральных режимов седиментации и мелководно-морскими отложениями нижней части нугушской подсвиты зильмердакской свиты.

Фация *песчаных осадков пляжей* (ПОП) характеризуется преимущественным развитием мелко- и среднезернистых, хорошо отсортированных песчаников. В составе фации выделены три генетических типа осадков.

Первый представлен розовато-серыми и желтовато-серыми мелко- или среднезернистыми тонкослоистыми песчаниками, слоистость в которых маркируется слоями, обогащенными рудными минералами (титаномагнетит, ильменит, гематит, рутил). Мощность «рудных» слоев со-

---

Фиг. 3. Субмеридиональный литолого-фациальный профиль отложений бирьянской подсвиты. На врезках показаны детали строения аллювиальных пачек  
Литологические типы пород: 1 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 2÷4 — песчаники: 2 — крупнозернистые, 3 — среднезернистые, 4 — мелкозернистые; 5 — алевролиты; 6÷10 — переслаивание: 6 — алевролитов и песчаников, 7 — песчаников и глинистых сланцев, 8 — алевролитов и глинистых сланцев, 9 — доломитов и мелкозернистых песчаников, 10 — известняков и глинистых сланцев; 11 — обломки пород: а — магматических, б — метаморфических и осадочно-метаморфических, в — кварца; 12 — типы контактов: а — постепенный, б — отчетливый, в — с размывом. *Генетические типы осадков*: 13 — гравелиты, мелкогалечные конгломераты массивные или пологокосо-слоистые (АРР-1); 14 — песчаники с крупной прямолинейной и сходящейся косою слоистостью и ритмической сортировкой материала в слоях (АРР-2); 15 — песчаники с мелко- и среднемасштабной косою однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала в слоях (АРР-3); 16 — песчаники средне- и мелкозернистые тонко-, горизонтальнослоистые с редкими маломощными косыми сериями (АПП-1); 17 — переслаивание красноцветных песчаников мелкозернистых с мелкой косою и косоволнистой слоистостью, знаками яри и трещинами усыхания, алевролитов и глинистых сланцев (ПРП<sub>к</sub>-1); 18 — красноцветные алевролиты горизонтально- или волнистослоистые со знаками яри и трещинами усыхания (ПРП<sub>к</sub>-2); 19 — песчаные известняки с мелкой разнонаправленной косою слоистостью и знаками яри (ПРК-1); 20 — доломиты глинисто-алевритовые горизонтальнослоистые или с мелкой деформированной слоистостью (ПРК-2); 21 — песчаники среднезернистые или мелкозернистые массивные или горизонтальнослоистые (слоистость подчеркивается прослоями рудных минералов) (ПОП-1); 22 — песчаники с маломощной разнонаправленной мультислойной косою слоистостью, маркируемой рудными минералами (ПОП-2); 23 — песчаники с мелкими клиновидными разнонаправленными косыми сериями в верхних частях пластов (ПОП-3); 24 — песчаники среднезернистые с пластинками глинистых сланцев массивные или полого-волнистослоистые с трещинами усыхания и знаками яри (ПОЛ-1); 25 — песчаники среднезернистые с волнистой и косоволнистой слоистостью и знаками яри (ММУ-1); 26 — песчаники мелкозернистые с волнистой и косоволнистой слоистостью (ММУ-2); 27 — песчаники среднезернистые иногда с крупной косою слоистостью без ритмической сортировки материала в слоях (МПГ-1). *Фации*: 28 — гравийно-песчаных осадков русел крупных равнинных рек (АРР); 29 — песчаных осадков прирусловой части поймы (АПП); 30 — красноцветных песчано-алевритовых осадков прибрежно-континентальных равнин (ПРП<sub>к</sub>); 31 — терригенно-карбонатных осадков прибрежно-континентальных равнин (ПРК); 32 — песчаных осадков пляжей (ПОП); 33 — песчано-гравийных осадков прибрежного подвижного мелководья (МПГ); 34 — песчано-алевритовых осадков прибрежного умеренно подвижного морского мелководья (ММУ); 35 — песчаных осадков подвижного мелководья (ММП)



Фиг. 4. Типы слоистости, характерные для песчаных осадков пляжей (фация ПОП)  
*a* — мелкая мульдовидная взаимосрезающаяся косая слоистость, подчеркиваемая прослоями тяжелых минералов (тип ПОП-2); *б* — мелкая мульдовидная взаимосрезающаяся косая слоистость в верхних частях массивных прослоев песчаников (тип ПОП-3)

ставляет 1÷5 мм, безрудных — 3÷6 мм и более. Границы слойков резкие.

Второй тип представлен розовато- или красновато-серыми мелкозернистыми песчаниками массивного облика или породами с неясной, маломощной, пологой, разнонаправленной мульдовидной или косой клиновидной слоистостью. Углы наклона слойков в сериях не превышают 5÷10° (фиг. 4).

Осадки этих двух типов встречаются в основном в ассоциации с песчано-алевритовыми образованиями прибрежно-континентальных равнин (фация ПРП<sub>к</sub>). По текстурно-структурным особенностям их можно рассматривать как пляжевые отложения, для которых характерны хорошая сортировка кластики, мелко- или среднеспесчаный состав осадков, прослой тяжелых минералов и пологая косая часто разнонаправленная слоистость [12, 16, 18].

К третьему генетическому типу относятся массивные или пологокосо-слоистые мелкозернистые песчаники темно-красного или коричнево-красного цвета, наблюдающиеся в разрезах у с. Пороги по р. Юрюзани в ассоциации с аллювиальными отложениями. Мощность пластов песчаников составляет 50÷60 см. Они, как правило, имеют массивный облик, но в верхних частях пластов иногда можно видеть пологие мульдовидные или перекрестные клиновидные косые серии (фиг. 4, б). Мощность серий 10÷15 см, слоистость маркируется прослоями рудных минералов толщиной 1÷3 мм. Ритмическая сортировка кластики отсутствует. По-видимому, осадки этого типа представляют собой речные пляжевые накопления или отложения прирусловых валов.

**Морские мелководные отложения** объединяют осадки трех фаций.

Фация *гравийно-песчаных осадков прибрежного сильно подвижного мелководья морского бассейна* (МПГ) представлена крупно- и грубозернистыми песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов и рассеянной галькой кварца, полевых шпатов и обломков пород. Они почти полностью слагают первую и третью толщи бирьянской подсветы в разрезе по левому берегу р. Малый Инзер, а также ряд горизонтов в разрезе по р. Юрюзани. Районы максимальной мощности отложений этого типа тяготеют, по-видимому, к центральной и западной частям Башкирского мегантиклинория, тогда как в северном и северо-восточном направлениях от Инзерского синклинория они постепенно замещаются прибрежно-континентальными и аллювиальными отложениями.

Песчаники характеризуются, как правило, грубым массивным обликом и в обнажениях образуют стенки высотой до 5÷15 м. В ряде случаев в них заметна параллельная слоистость или полосчатость, подчеркиваемые различиями в зернистости слойков, цветовыми контрастами

или прослоями материала гравийной размерности. Иногда в песчаниках наблюдается крупная пологая косая слоистость без ритмической сортировки материала в слоях (см. фиг. 1, в). Мощность серий 1,5÷2 м. Углы наклона слоев варьируют от 15 до 25°. Поверхности напластования ровные или пологоволнистые. Мощность отложений фации колеблется от 20 до 100 м в бассейне верхнего течения р. Юрюзани, а в районе пос. Инзер достигает 80÷150 м.

Формирование осадков данной фации происходило в условиях активной динамики среды. Наличие аутигенного глауконита в песчаниках подтверждает правомерность отнесения их к морским отложениям.

Фация *песчаных осадков прибрежного умеренно подвижного мелководья морского бассейна* (ММУ) в составе бирьянской подсвиты имеет незначительное распространение. Мелко- и среднезернистые песчаники с волнистой и косоволнистой слоистостью, относящиеся к этой фации, наблюдаются в средней части разреза по правому берегу р. Кужи и в верхней части подсвиты в разрезе по р. Мал. Инзер в виде пластов мощностью от 1 до 3 м.

Песчаники характеризуются кремово- или светло-серой окраской, многочисленными знаками ряби волнения, волнистой и косоволнистой мелкошабной слоистостью. Длина ряби составляет 6—7 см. В породах наблюдаются «пластинки» или «линзочки» голубовато-зеленых глинистых сланцев, представляющие, по-видимому, деформированную изолированную фазерную слоистость. В указанных выше разрезах осадки этой фации залегают среди отложений прибрежно-континентальных равнин. Их формирование, вероятно, связано с начавшейся в конце бирьянского времени трансгрессией и постепенным расширением морского бассейна.

Фация *песчаных осадков прибрежного подвижного мелководья морского бассейна* (ММП) слагается среднезернистыми и иногда мелкозернистыми песчаниками с пологой прямолинейной или сходящейся косой слоистостью, чередующимися с, неясно- и горизонтальнослоистыми песчаниками. Породы этого типа можно наблюдать в ряде обнажений на западной окраине д. Большой Бретьяк. Мощность косослоистых серий колеблется от 10 до 40 см. Как правило; это единичные, изолированные серии, чередующиеся с прослоями тонко-, параллельнослоистых или неяснослоистых песчаников мощностью 0,6÷1 м. Ритмическая сортировка кластики отсутствует. Толщина слоев, определяемая по трещинам отдельности, составляет 3÷5 см. Слои часто имеют клиновидную форму. Углы наклона их меняются от 18° в кровле до 11° в подошве серий. Суммарная мощность косослоистых песчаников составляет примерно четвертую часть общей мощности отложений данной фации. Мощность отложений фации ММП в разрезе у д. Большой Бретьяк достигает 70 м. Вверх по разрезу они сменяются тонкослоистыми песчаниками с прослоями, обогащенными рудными минералами.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ

Анализ пространственно-временных взаимоотношений охарактеризованных выше фаций позволяет восстановить условия формирования пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. В северных и северо-западных районах Башкирского мегантиклинория накопление осадков в середине бирьянского времени имело место в речных долинах, т. е. в руслах и сопряженных с ними пойменных зонах. В конце бирьянского времени, по-видимому, произошло постепенное отмирание речной системы или некоторое расширение бассейна, и песчано-гравийные осадки аллювиальных фаций сменились более тонкозернистыми, песчано-алевритовыми осадками прибрежно-континентальных (аллювиально-дельтовых) равнин. Формирование последних происходило, возможно, в полосе развития относительно мелких, часто пересыхавших водоемов, временами в условиях повышенной солености.

В более южных районах среди аллювиальных и прибрежно-континентальных отложений появляются относительно маломощные пачки песчаников и гравелитов прибрежно-морского генезиса (разрез у д. Екатеринбург и др.). Мощность аллювиальных накоплений здесь несколько сокращается. Они подстилаются и перекрываются грубозернистыми песчаниками и гравелитами массивного облика, относящимися к фации МПГ. Мощность прибрежно-континентальных песчано-алевритовых осадков в верхней части подсвита по сравнению с более северными районами заметно увеличивается (см. фиг. 3).

В центральных частях Башкирского мегантиклинория из разреза бирьянской подсвита полностью исчезают пачки пород аллювиального генезиса. Здесь преимущественно развиты грубозернистые отложения мелководных прибрежных зон с периодически проявлявшимися течениями (фация МПГ) и относительно тонкозернистые осадки прибрежно-континентальных фаций (ПРП<sub>к</sub>, ПРК и др.).

В отличие от центральных районов бирьянская подсвита западного крыла мегантиклинория характеризуется значительно более грубым составом пород [4] и складывается, по-видимому, комплексом аллювиальных и пролювиальных(?) фаций.

Фрагментарная обнаженность пород подсвита в южной части Башкирского мегантиклинория и неоднозначность сопоставления известных здесь разрезов с типовыми разрезами не позволяют провести детального сравнения особенностей накопления осадков бирьянской подсвита в центральных районах структуры в бассейне р. Нугуш. Можно только предполагать, что в бассейне рек Большой и Малый Нугуш в верхней части подсвита вместо красноцветных песчано-алевритовых осадков прибрежно-континентальных равнин появляются осадки морского подвижного мелководья. Наличие косослойных песчаников указывает на периодическое проникновение в эту зону течений. Данные отложения представляют, по-видимому, образования периферического шлейфа подводных частей дельт, располагавшихся на западе и северо-западе.

Несколько более сложное строение подсвита характерно для бассейна р. Кужи, где ее мощность резко сокращается. Породы бирьянской подсвита складывают здесь два обособленных фрагмента выше и ниже устья руч. Кайраклы. В составе восточного фрагмента преимущественным распространением пользуются песчаники и гравелиты аллювиального генезиса. Второй фрагмент, отвечающий верхней части подсвита, характеризуется чередованием песчано-алевритовых осадков прибрежно-континентальных равнин, пляжевых и литоральных зон.

Таким образом, бирьянская подсвита зильмердакской свиты представляет собой сложный комплекс континентальных и прибрежно-морских осадков и характеризуется закономерной сменой с запада на восток континентальных фаций прибрежно-морскими отложениями. Последние приурочены в основном к центральному району Башкирского мегантиклинория, тогда как на севере и юге накопление осадков происходило в аллювиальных, аллювиально-дельтовых и связанных с ними прибрежно-континентальных обстановках. Мелководно-морские и прибрежно-морские песчано-алеврито-глинистые отложения на начальных этапах развития позднепериферейского бассейна седиментации на Южном Урале играли незначительную роль. В дальнейшем наблюдается постепенное увеличение доли осадков, формировавшихся в различных зонах морского бассейна, расширение его акватории и появление ряда новых, собственно морских, комплексов отложений.

#### Литература

1. Акимова Г. Н. О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнепериферейской зильмердакской свиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5, с. 1099—1101.
2. Акимова Г. Н. Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1967, т. 144, с. 162—168.
3. Акимова Г. Н., Вархатова М. П., Кель Г. Н. Верхнепротерозойские отложения зильмердакской и рассольненской свит Урала.— Сов. геология, 1970, № 2, с. 24—32.

4. Беккер Ю. Р., Келлер Б. М., Козлов В. И., Ротарь А. Ф. Стратотипический разрез рифея.— В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 71—85.
5. Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.— Л.: Гостеолтехиздат, 1946. 28 с.
6. Казанский Ю. П., Ивановская А. В. К методике определения континентальных отложений в позднем докембрии.— В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974, с. 102—106.
7. Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с. (Очерки по региональной геологии; вып. 2).
8. Келлер Б. М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 99—107.
9. Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
10. Комар В. А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 50—60.
11. Лунгерсгаузен Г. Ф. О фациальной природе и условиях образования отложений древних свит Башкирского Урала (Липалийская система на Южном Урале).— Сов. геология, 1947, № 18, с. 35—74.
12. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 1. 534 с.
13. Олли А. И. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале.— Тр. Геол. упр. БАССР, вып. 6, 1937. 50 с.
14. Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во СГУ, 1948. 414 с.
15. Раабен М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 273. 247 с.
16. Рейнек, Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 440 с.
17. Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.
18. Справочник по литологии/Под ред. Вассоевича Н. Б., Либровича В. Л., Логвиненко Н. В., Марченко В. И. М.: Недра, 1983. 509 с.
19. Старостина З. М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 71. 106 с.
20. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197. 457 с.
21. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 198. 208 с.
22. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 3—23.
23. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980. 126 с.
24. Шопф Т. Дж. Палеоокеанология/Под ред. Зоненшайна Л. П. М.: Мир, 1982. 311 с.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
7.II.1985

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.12

О ПРИРОДЕ НЕОБЫЧНОГО ЗАМЕЩЕНИЯ ПЛАСТИНЧАТОГО СЛОЯ  
РАКОВИН КОЛОНИЦЕРАМОВ ХЛОРИТОМ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

ПОХИАЛАЙНЕН В. П., КОЛЯСНИКОВ Ю. А.

Колоницерамы (род *Coloniceramus Poch.*) представляют собой специализированную группу позднеэоценовых иноцерамоподобных двустворок — обитателей флишевых бассейнов на севере Тихого океана. Особенности строения раковины, связочного устройства, географического и стратиграфического распространения этих моллюсков рассмотрены в ряде работ В. П. Похиалайнена [6—9]. Весьма своеобразна конструкция раковинного слоя колоницерамов: помимо призматического и пластинчатого остракума в макушечной части раковины расположено оригинальное устройство — колпачок призматического строения, образующий внутреннюю часть раковины. Толщина его в апикальной части достигает 5 мм и более. Однако призматический колпачок участвует только в строении макушки, а за ее пределами мощность раковинного слоя, слагающего колпачок, постепенно сходит на нет. Пластинчатый остракум — следующий, достаточно мощный слой, облегающий всю внутреннюю поверхность раковины. В области макушки он повторяет очертания призматического колпачка и образует клювовидный изгиб макушки левой створки. Толщина его, наибольшая в апикальной и связочной зонах, постепенно уменьшается по направлению к нижнеспиновой части раковины. Нижний остракум образован пластинами арагонита с линзовидными включениями кальцитовых пластин. Верхний призматический остракум также распределен неравномерно. Мощность его увеличивается на переднем склоне, достигая максимума в области переднего края и связочного устройства. В последнем случае характерно изменение направления роста кальцитовых призм: от перпендикулярного к поверхности раковины к двуслойному («елочкой»). Большая концентрация раковинного вещества в области макушки приводит к тому, что при разрушении и деформации раковины макушки сохраняются лучше всего.

Неустойчивость накопления флишевых комплексов, обусловленная прерывистой интенсивностью тектонического режима, при энергичном осадконакоплении и одновременном растворении карбонатов раковин [1] не способствовала нормальному захоронению остатков колоницерамов и восстановлению в последующем условий их обитания. Большинство раковин встречено в глинистых породах, но скопления колоницерамов встречаются и в мелкозернистых песчаниках, иногда в известковистых песчаниках и известняках. Изредка обломки, по-видимому, перенесенных раковин попадают и в более грубых и крупнозернистых фациях.

Особенности строения раковинного слоя колоницерамов и условия осадконакопления в местах их обитания и захоронения прямо влияли как на консервацию тех или иных элементов раковинного слоя, так и на замещение первичного состава раковины другими минеральными компонентами. Части раковины, образованные системой кальцитовых призм (внутренний колпачок и внешний остракум), при захоронении подвергались исключительно механическому разрушению: слои дезинтегрировались на отдельные призмы или блоки призм при сохранении их первичного кальцитового состава.

Карбонатное наполнение пластинчатого слоя иначе реагировало на условия, в которых оказывались остатки раковин. Этот слой либо оказывался полностью растворенным, тогда современному наблюдателю удается исследовать лишь призматические слои раковин колоницерамов, либо интенсивное растворение слоя сопровождалось выполнением его матрицы другим минеральным содержанием.

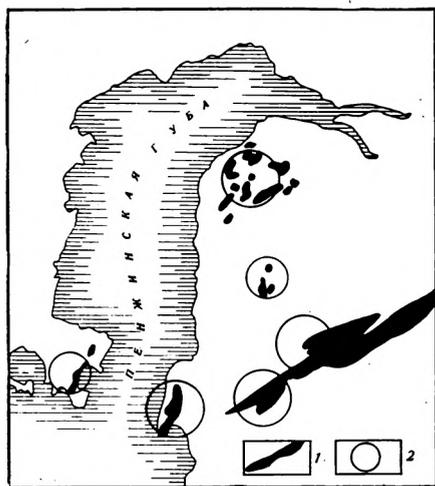
Простое растворение карбонатов пластинчатого слоя удается наблюдать на раковинах, содержащихся в туфотерригенных и терригенно-карбонатных породах многих районов Анадырско-Корякского региона. В последних отсутствие пластинчатого слоя в остатках раковин колоницерамов можно считать закономерностью. Не исключено, что и повышенное содержание карбонатов в цементе вмещающих пород в определенной мере указывает на пластинчатый слой колоницерамов как на возможный их источник.

В случаях минерального замещения карбоната пластинчатого слоя раковин также выявляются некоторые особенности. Наблюдалось его выполнение сульфидами, карбонатами неарагонитового ряда, реже кремнями. Особый интерес в этом отношении вызывает факт частичного или полного замещения кальцит-арагонитового содержания пластинчатого слоя хлоритовыми минералами.

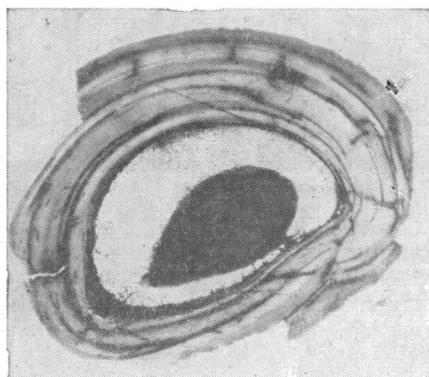
Прежде чем перейти к подробному рассмотрению указанных обстоятельств, отметим, что выборочное растворение и минеральное замещение пластинчатого остракума колоницерамов легко объясняется как естественной неустойчивостью минеральной составляющей слоя, так и его конструкцией, определяющей проницаемость и контакты с внешней средой. И наоборот, призматическая структура внутреннего колпачка и внеш-

него остракума, обеспечивая сохранность каждой отдельной призмы как дискретного, изолированного от влияния элемента, во много раз увеличивает возможность противостоять растворению (и замещению) в тех случаях, когда эти элементы собраны в блоки. Между прочим, так же как и призматические слои колонницерамов, ростры одновременно существовавших с ними белемнитов скорее поддаются разрушению и дезинтеграции, чем растворению и замещению.

Раковины колонницерамов, у которых пластинчатый слой оказался частично или полностью замещенным хлоритом, собраны в отложениях, образовавшихся в особых структурно-фациальных условиях, хотя все они относятся к тылакрыльской свите готерив-раннебарремского возраста, распространенной в районе Пенжинской губы. Дело



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Схема распространения в районе Пенжинской губы гипербазитов (1) и местонахождения описываемых колонницерамов (2)

Фиг. 2. Примакушечный срез раковины колонницерама (увел. 4,7): снаружи — пластинчатый остракум, замещенный хлоритом; внутри (темное) — ядро раковины; между ними — призматический слой внутреннего колпачка

в том, что указанные раковины пространственно тяготеют к тем площадям развития свиты, которые так или иначе соприкасаются с выходами ультрабазитов Куьюльского массива, полуостровов Маметчинского и Елистратова, а также Валижгенского поднятия (фиг. 1). Яркой особенностью отложений этого возраста, особенно нижней части разреза тылакрыльской свиты, является интенсивная зараженность их разнообломочным материалом серпентинитов. Источником последнего всеми исследователями признаны многочисленные согласные тела уникальных гипербазитовых брекчий, приуроченных преимущественно к базальным горизонтам тылакрыльской свиты [2, 5].

Изучение шлифов осадочных пород этого возраста из района горы Длинной показало, что серпентиновые минералы цемента и обломков при их преобладании (более 50÷70%) в основном сохранились, приобретая лишь зеленоватую окраску, что может быть связано с частичным замещением их более водонасыщенным магнезиальным силикатом типа сепиолита. Это предположение согласуется с результатами рентгеноструктурного изучения существенно серпентинитовых обломочных пород данного района [2]. При преобладании в составе осадков материала алюмосиликатного состава (различные сланцы, кремни, вулканиты, туфогенная составляющая) серпентиновые минералы обломков и цемента подверглись интенсивному замещению железисто-магнезиальными смешанными хлорит-монтмориллонитовыми образованиями [3].

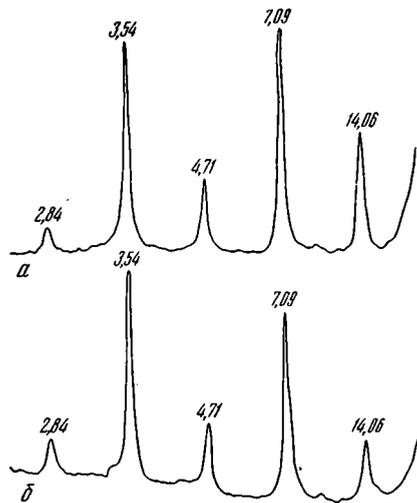
Микроскопическое изучение показало, что ядра раковин колонницерамов из указанных отложений сложены криптокристаллическим агрегатом карбонат-хлорит-глинистого вещества с незначительной примесью карбонатных частиц призматического слоя раковин, зеленоватых хлоритоподобных минералов, иногда апатита и сульфидной пыли, формирующихся, по-видимому, по органическому веществу. В некоторых шлифах (фиг. 2) наблюдалось также псевдоморфное, иногда неполное, замещение пластинчатого карбонатного слоя анизотропным, ясно зеленоватым, слабоплекхохоритующим тонким агрегатом хлоритовых минералов. Подобное замещение менее устойчивого арагонита указанного слоя водными алюмосиликатами магния и железа было, очевидно, связано с диагенетическими процессами растворения серпентинитовых минералов и других фемических компонентов и использовании этого материала как «сырья» для замещения наименее устойчивой скелетной части органических остатков. Ниже приводятся данные микронзондового (таблица), рентгеноструктурного (фиг. 3) и термического (фиг. 4) анализов хлоритовых минералов.

Результаты микрозондового анализа хлорита, вес. %

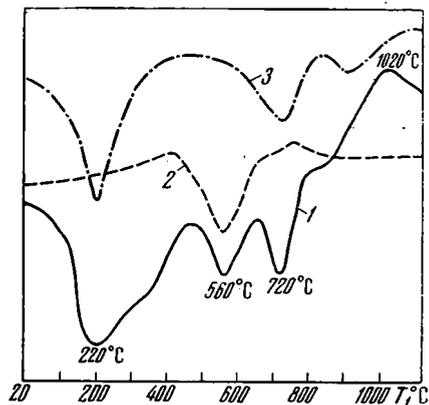
| Компонент                       | Номер анализа |        |        |        |       |        |
|---------------------------------|---------------|--------|--------|--------|-------|--------|
|                                 | 1/1           | 1/2    | 1/3    | 2/1    | 2/2   | 2/3    |
| SiO <sub>2</sub>                | 30,31         | 30,19  | 31,07  | 30,36  | 28,71 | 30,75  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,00          | 0,08   | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,04   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 14,55         | 14,20  | 15,41  | 15,31  | 15,34 | 15,38  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,00          | 0,04   | 0,02   | 0,00   | 0,03  | 0,07   |
| FeO <sub>общ</sub>              | 31,35         | 32,11  | 33,09  | 32,41  | 30,86 | 30,62  |
| MnO                             | 0,70          | 0,62   | 0,73   | 0,69   | 0,62  | 0,55   |
| MgO                             | 9,44          | 9,74   | 9,69   | 9,56   | 9,43  | 9,36   |
| CaO                             | 1,77          | 1,81   | 1,70   | 1,38   | 2,52  | 2,41   |
| Na <sub>2</sub> O               | 0,00          | 0,13   | 0,06   | 0,06   | 0,03  | 0,07   |
| K <sub>2</sub> O                | 0,01          | 0,00   | 0,02   | 0,01   | 0,02  | 0,00   |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | 11,05         | 11,09  | 11,47  | 11,24  | 10,93 | 11,25  |
| Сумма                           | 99,18         | 100,00 | 103,26 | 101,02 | 98,51 | 100,50 |

Примечание. Проведено по три зондирования на двух зернах минерала. Установка «Камебакс», 15 кВ, 50 нА; аналитик Е. М. Горячева.

Совокупность приведенных аналитических данных позволяет достаточно уверенно диагностировать исследованное вещество как практически мономинеральную фазу высокожелезистого хлорита (тюрингита?) с повышенной магnezностью. Незначительная примесь монтмориллонита выявлена лишь термическим анализом (фиг. 4).



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Рентгенодифрактограммы фракции <0,001 мм (ориентированные препараты) а — природный образец, б — насыщенный глицерином. Проба подготовлена и анализировалась сотрудниками СВ КНИИ С. М. Соинской, И. В. Жерновским, Т. И. Махоркиной на установке ДРОН-2,0 (Со-анод, антирассеивающая щель на детекторе)

Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагревания образца (1) и эталонных тюрингита (2) и монтмориллонита (3) [4]. Анализ выполнен на установке ТУ-1М

Установленный факт замещения карбоната раковин тюрингитом имеет не только чисто минералогический интерес, поскольку он, как и присутствие во вмещающих осадочных породах обломков хромшпинелидов, может прямо указывать на былое присутствие в осадках значительной примеси серпентиновых минералов. Следовательно, выявляется еще один признак интенсивного размыва, свидетельствующий также о существовании крупных массивов альпинотипных ультрабазитов в непосредственной близости от района осадконакопления.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В районе Пенжинской губы широко развито замещение кальцит-арагонитового пластинчатого слоя раковин колоницееров железисто-магнезильным хлоритом.

2. Зафиксирована приуроченность скоплений этих псевдоморфоз хлорита по остаткам раковин к отложениям тылакрьльской свиты, к участкам, где эти отложения пространственно совмещены с выходами гипербазитов.

1. *Вассоевич Н. В.* Условия образования флиша. Л.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
2. *Велинский В. В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
3. *Градусов Б. П., Григорьев В. Н., Ратеев М. А., Соколов С. Д.* Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 3, с. 62—73.
4. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. П., Розина Е. Л.* Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
5. *Колясников Ю. А., Красный Л. Л.* О тектонической позиции массива ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка).— Геотектоника, 1981, № 1, с. 121—125.
6. *Похилайнен В. П.* Систематическое положение иноцерамид неокома.— Тр. Всес. коллоквиума по иноцерамам, 1972, вып. 1, с. 57—65.
7. *Похилайнен В. П.* Стратиграфические возможности меловых иноцерамид.— Тр. СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 68, с. 98—108.
8. *Похилайнен В. П.* Особенности распространения иноцерамид неокома Тихоокеанской области.— В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1973, с. 174—187.
9. *Похилайнен В. П.* Особенности строения меловых иноцерамид.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, вып. 23, с. 52—62.

Северо-Восточный комплексный  
научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, Магадан

Поступила в редакцию  
20.IV.1983

УДК 553.32

## СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*ОЖОГИНА Е. Г., ИВАНОВА М. Ю., СИДОРЕНКО Г. А.*

Особенности кристаллической структуры слоистых силикатов, многообразия проявления ее дефектности, обилие твердофазовых переходов трансформационного типа при сравнительно низких температурах и давлениях, широкое развитие политипных и смешанослойных структур разных типов позволяют выявить достаточно четкие и многообразные связи между структурным состоянием глинистых минералов и условиями их образования и преобразования.

Многочисленные работы по изучению слоистых силикатов дают возможность установить надежные типоморфные признаки слоистых силикатов, в которых наиболее отчетливо отражаются особенности минералообразующей среды, обусловившие отклонения реального минерала от его структурного штампа [16].

Наиболее полно изучены типоморфные особенности минералов группы каолинита. Впервые фациально-генетическую приуроченность структурных модификаций каолинита, связанных с изменением его структуры в седиментационном цикле в сторону разупорядоченности его структуры, показали М. Ф. Викулова и Б. Б. Звягин [2]. Несколько позже появились работы не только о каолинитах осадочных пород [5, 14], но и о минералах каолиновой группы гидротермальных и гидротермально измененных пород [7].

Интересны в этом плане работы В. А. Франк-Каменецкого и др. [17—19], в которых сопоставляются основные черты структурной преемственности структурно-трансформационных преобразований минералов каолиновой, монтмориллонитовой, гидрослюдистой групп, а также смешанослойных образований. Полученные ими экспериментальные данные позволяют значительно уточнить параметры процессов формирования этих минералов в условиях всех стадий литогенеза.

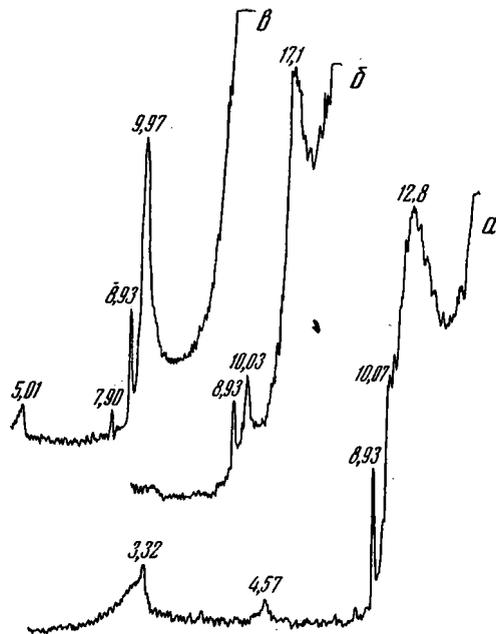
Авторами изучены глинистые минералы марганцеворудных отложений с целью выявления их особенностей и закономерности приуроченности марганцевой минерализации к определенным ассоциациям глинистых минералов на примере Никопольского и Пожвинского месторождений.

Глинистые минералы изучались комплексом минералого-петрографических и кристаллохимических методов. Рентгенометрические исследования проводились на дифрактометре ДРОН-2,0 с Fe-излучением, при этом объектом изучения являлись как исходные образцы, так и ориентированные препараты, подвергнутые термической обработке при температуре 580°С и насыщению этиленгликолем. Электронно-микроскопические исследования проводились А. А. Булкиным на приборе ЭММА-2 методами суспензий и реплик со скола с применением микродифракции.

*Никопольское м-ние* считается классическим осадочным месторождением [1, 11, 15]. Накопление марганцевоносных осадков происходило в условиях прибрежной части открытого морского бассейна нормальной солености. Поставщиком марганца служили магматические и метаморфические породы Украинского щита и размываемые верхне-эоценовые осадочные породы [1, 11]. Существует другая точка зрения, согласно кото-

рой транспортировка растворенного марганца осуществлялась восходящими течениями в мелководье из сероводородной глубинной зоны Майкопского бассейна [15]. В последние годы появились работы дискуссионного плана о вулканогенно-осадочном происхождении руд Никопольского месторождения [10, 12]. Авторы этих работ считают гипогенным источник марганцевоносных растворов, мигрировавших в районы крупных сводообразных поднятий.

Марганцевые руды Никопольского месторождения сосредоточены в нижней части разреза песчано-глинистых морских олигоценых отложений. Рудоносный горизонт представлен окисными и карбонатными рудами, сложно сочетающимися с вмещающими их породами. Обычно окисные руды, состоящие преимущественно из манганита, пиролюзита, тодорокита, криptomелана, образуют прослой, вкрапленность, стяжения различной формы в алевролитоглинистых и песчано-алевролитоглинистых породах. Карбонатные марганцевые руды, представленные в основном манганокальцитом и родохрозитом, обычно ассоциируются с адевритистыми и песчанистыми глинами.



Фиг. 1. Дифрактограмма монтмориллонита и гидрослюда из марганцеворудных отложений Никопольского месторождения. Образец: а — ориентированный; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный до  $580^{\circ}\text{C}$

В марганцеворудном пласте выделяются три части: подрудная (каолины, глинистые песчаники и алевролиты, песчанистые глины), марганцеворудная и надрудная (песчанистые руды, реже глинистые алевролиты и песчаники); содержание глинистого материала в этих породах соответственно равно, %: 20—90, 50—85 и 15—95.

В изученных отложениях из слоистых силикатов присутствуют монтмориллонит, гидрослюда и каолинит, последний отмечается лишь в под- и надрудных отложениях.

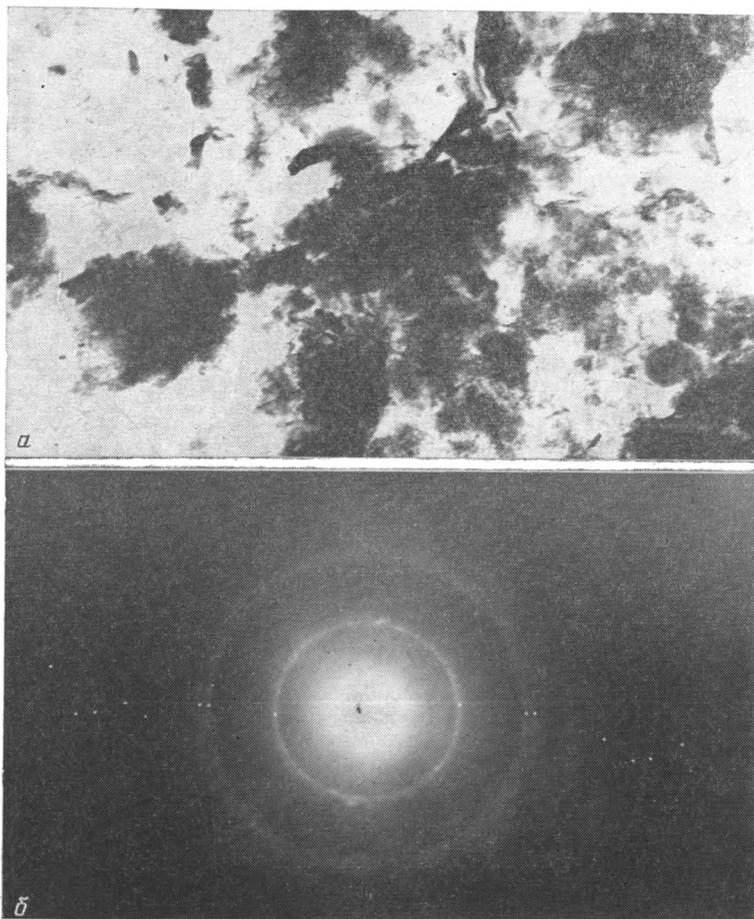
Монтмориллонит является основным породообразующим минералом рудовмещающих пород, в подчиненном количестве присутствует в под- и надрудных отложениях. Он представлен тонкодисперсной массой, в проходящем свете при больших увеличениях редко отмечаются чешуйки с расплывчатыми очертаниями и низкими показателями преломления. В рудовмещающих породах в тесной ассоциации с монтмориллонитом присутствуют гидрослюда и клиноптилолит, в под- и надрудных отложениях — гидрослюда и каолинит. Судя по взаимоотношению с рудным компонентом, монтмориллонит в одних случаях образовывался одновременно с тонковкрапленными гидроокислами марганца в стадии седиментогенеза, а в других является явно ранним по отношению к рудному материалу (конкреционные, пизолитовые, кусковые руды).

Надежная диагностика тонкодисперсного монтмориллонита проведена рентгенометрическими исследованиями. На дифрактограммах отмечаются интенсивные рефлексы, соответствующие межплоскостному расстоянию  $d_{001} = 12,8\text{—}13,6 \text{ \AA}$  (фиг. 1), несколько реже отмечаются рефлексы, соответствующие межплоскостному расстоянию  $d_{001} = 15,3 \text{ \AA}$ . Судя по дифрактограммам, в изученных отложениях преобладают Na-монтмориллониты, реже присутствуют Ca-монтмориллониты [13]. Анализ дифрактограмм показывает, что изученные монтмориллониты относятся к диоктаэдрическому типу, о чем свидетельствуют отражения с  $d_{060} = 1,48 \text{ \AA}$ .

По степени железистости ( $z$ ), т. е. по содержанию  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрических позициях структуры минерала, изученные монтмориллониты следует отнести к подгруппе средне-

железистых, алюминий-железистых монтмориллонитов [6], что следует из их химического состава, %:  $\text{SiO}_2$  49,49—50,26;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11,57—17,32;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,66—4,62;  $\text{FeO}$  1—0,09;  $\text{MnO}$  2,56—0,51;  $\text{CaO}$  1,68—1,48;  $\text{MgO}$  3,7—4,00;  $\text{K}_2\text{O}$  1,5—0,86;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,48—0,52;  $z = 0,253—0,275$ .

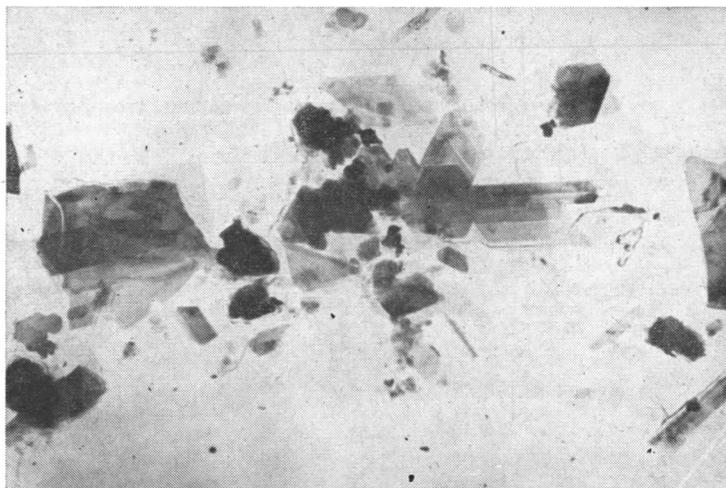
Электронно-микроскопическими исследованиями выявлено, что чешуйки монтмориллонита имеют хлопьевидную, облаковидную неправильную форму с расплывчатыми очертаниями (фиг. 2).



Фиг. 2. Монтмориллонит из марганцеворудных отложений Никопольского месторождения  
а — хлопьевидные чешуйки монтмориллонита, увел. 22 000; б — микродифракция монтмориллонита

Гидрослюда широко развита во всех изученных отложениях и представлена двумя разновидностями: глауконитом и гидрослюдой (иллитом). Глауконит в изученных отложениях распространен неравномерно, встречается в виде окатанных зерен агрегатного строения зеленого цвета различных оттенков. У гидрослюды отмечается неравномерная раскристаллизация. В рудовмещающих породах, находясь в тесной парагенетической ассоциации с монтмориллонитом, она представлена в основном тонкодисперсной массой. В каолинах подрудных отложений, а также в надрудных глинах присутствуют крупные индивидуализированные чешуйки гидрослюды пластинчатой формы. По отношению к марганцевой минерализации гидрослюда является более ранней, о чем свидетельствуют многочисленные включения ее в рудные стяжения.

На дифрактограммах отмечается серия рефлексов, типичных для гидрослюды, практически неизменяющихся при прокаливании и насыщении этиленгликолем (см. фиг. 1). Наиболее интенсивный рефлекс соответствует межплоскостному расстоянию  $d_{001} = 9,98 \text{ \AA}$ . Установлены диоктаэдрический характер гидрослюды и полиморфные модификации: в подрудных каолинах и в рудовмещающих породах наряду с аутигенной гидрослюдой 1М, присутствует примесь обломочной гидрослюды 2М<sub>1</sub>, а в надрудных и подрудных песчаниках и глинах новообразованная гидрослюда модификаций 1М и 1М<sub>d</sub>, причем в цементе песчаников чаще отмечается хорошо раскристаллизованная гидрослюда 1М, а в глинах — 1М<sub>d</sub>.



Фиг. 3. Удлиненно-пластинчатые чешуйки гидрослюда и гипидноморфные чешуйки каолинита из подрудных отложений Никопольского месторождения, увел. 9000

По данным электронной микроскопии для гидрослюда в основном характерна удлиненно-пластинчатая форма чешуек (фиг. 3) свидетельствующая об ее аутигенном происхождении, реже (в подрудных и марганцеворудных отложениях) отмечаются чешуйки гидрослюда изометрично-пластинчатой формы, типичные для гидрослюда аллотигенного происхождения [3, 9].

Каолинит присутствует в подрудных и надрудных отложениях. В подрудных отложениях преобладает крупночешуйчатый каолинит (чешуйки изометричной со сглаженными очертаниями, веерообразной, аккордеоновидной, реже неправильной формы). В надрудных отложениях каолинит представлен тонкодисперсной массой, в которой поляризуют отдельные чешуйки изометричной формы. Каолинит в песчаниках и алевролитах совместно с гидрослюдой и монтмориллонитом выполняет роль цемента, а в подрудных каолинах является основным порообразующим минералом.

На дифрактограммах каолинита отмечается интенсивный рефлекс, соответствующий межплоскостному расстоянию  $d_{001}$ , равному 7,17—7,19 Å, который отсутствует на дифрактограммах образцов, прокаленных до 580°С (фиг. 4). Рентгенометрическими исследованиями выявлено, что элементарная ячейка каолинита имеет триклинную симметрию и он характеризуется высокой степенью совершенства структуры ( $S_L$  равно 0,95 у каолинита из подрудных отложений и 0,8 у каолинита из надрудных отложений).

Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что каолинит представлен хорошо окристаллизованными чешуйками идиоморфной псевдогексагональной и гипидноморфной форм, свидетельствующих об их аутигенном генезисе. Отдельные чешуйки каолинита из надрудных отложений имеют окатанную форму, характерную для аллотигенной разновидности каолинита [3, 8], что позволяет предположить, что первичным был привнесенный каолинит, впоследствии частично перекристаллизованный.

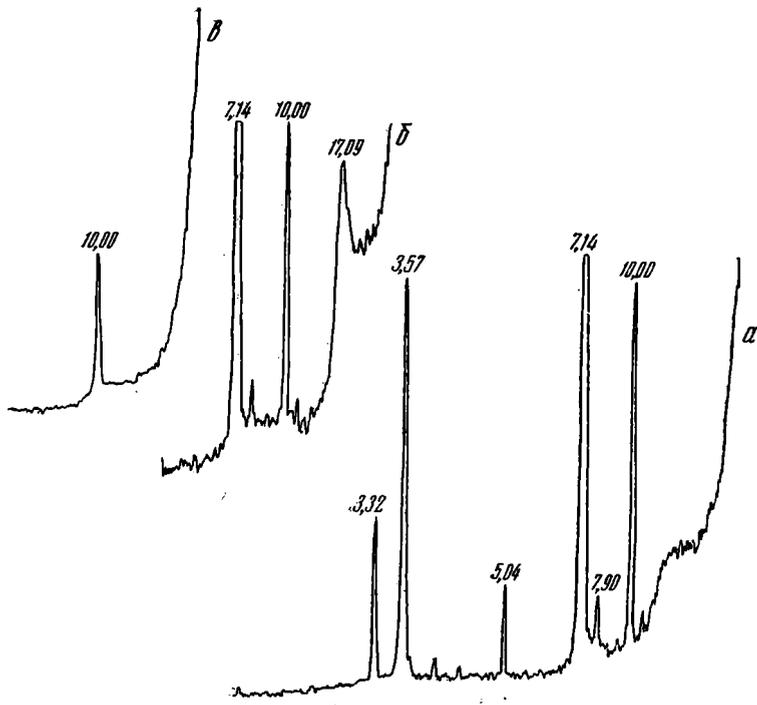
*Порожнинское марганцевое месторождение*, по мнению В. А. Головки и др. [4], относится к вулканогенно-осадочному типу.

Марганцевые руды Порожнинского месторождения (северо-западная часть Енисейского кряжа) сосредоточены в отложениях венда. Рудовмещающими породами являются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, реже туфы.

Марганцевые минералы окисных и окисленных руд (манганит, гаусманит, пиролюзит, криптомелан) образуют линзовидные слои, прослои, выделения неправильной формы, тонкие прожилки, нередко сложно переплетающиеся между собой. В карбонатных рудах основными минералами являются родохрозит, манганокальцит, реже манганосидерит, отмечающиеся в виде линз, стяжений, сплошных масс, иногда выполняющие трещинки и цемент в немногочисленных брекчированных породах.

Изучались рудовмещающие породы окисных манганитовых и окисленных пиролюзитовых руд. Анализировались породы с содержанием глинистого материала 5÷95%. Из слоистых силикатов в изученных отложениях широко распространены каолинит и гидрослюда, в подчиненном количестве и повсеместно присутствует монтмориллонит.

Каолинит широко развит в рудовмещающей толще как манганитовых, так и пиролюзитовых руд. Представлен в основном тонкодисперсным материалом, в проходящем свете отмечаются немногочисленные индивидуализированные чешуйки изометрической формы, реже в аргиллитах присутствуют чешуйки гипидноморфной и веерообразной форм. В туфопесчаниках и туфоалевролитах каолинит в ассоциации с гидрослюдой присутствует в цементе, а в аргиллитах эти минералы являются основными порообразующими, в туффитах и туфах отмечается каолинитизация альбита, нередко весьма интенсивная. По отношению к рудному материалу и каолинит, и гидрослюда являются ранними.



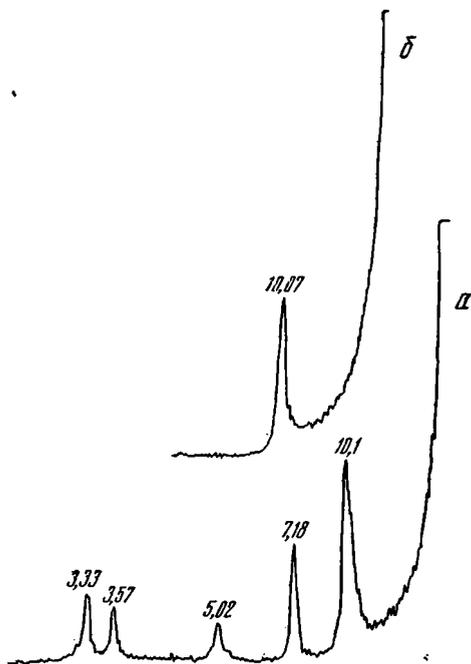
Фиг. 4

Фиг. 4. Дифрактограмма каолинита и гидрослюды из подрудных отложений Никопольского месторождения

Образец: а — ориентированный; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный до 580° С

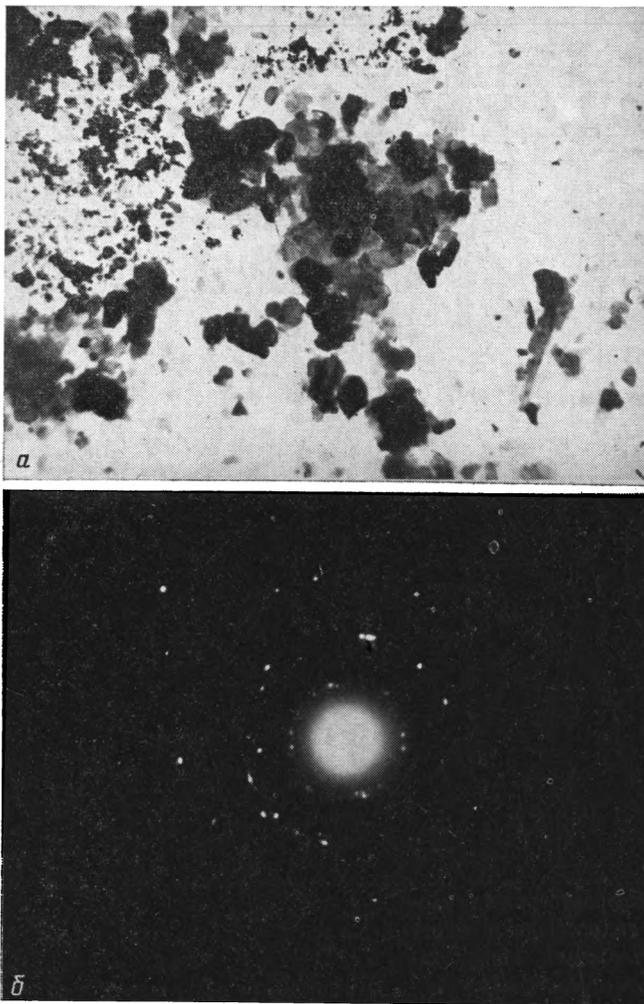
Фиг. 5. Дифрактограмма каолинита и гидрослюды из марганцеворудного пласта Порожинского месторождения

Образец: а — ориентированный; б — прокаленный до 580° С



Фиг. 5

Дифрактограммы каолинита представлены совокупностью рефлексов, характерных для этого минерала (фиг. 5). Наибольшая интенсивность отвечает межплоскостному расстоянию  $d_{001}$  7,11—7,17 Å. При прокаливании до 580° С каолинит разлагается и переходит в аморфное состояние, поэтому рефлексы на дифрактограммах прокаленных образцов отсутствуют. Каолиниты характеризуются триклинной симметрией элементарной ячейки и низкой степенью совершенства структуры ( $C_h$  0,5—0,6).



Фиг. 6. Каолинит из марганцеворудных отложений Порожинского месторождения  
 а — сростки гипидиоморфных кристаллов каолинита, увел. 16 000; б — микродифракция каолинита

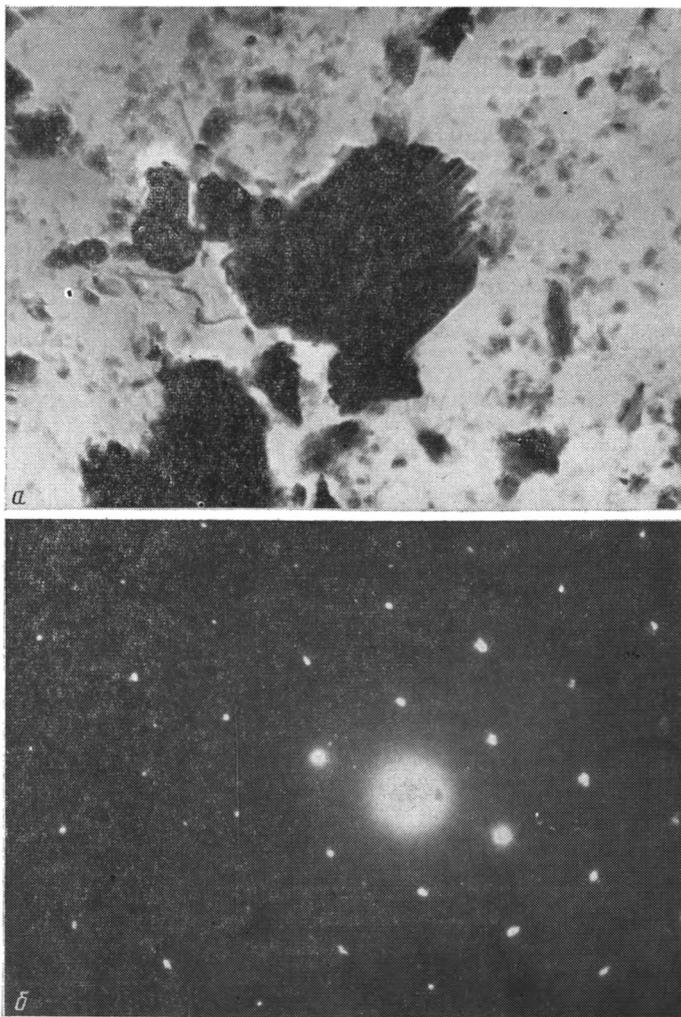
Электронно-микроскопическими исследованиями выявлено, что чешуйки каолинита имеют гипидиоморфную, реже идиоморфную псевдогексагональную форму с резкими очертаниями и нередко образуют сростки (фиг. 6). Морфология чешуек свидетельствует об аутигенном происхождении каолинита [3, 8].

Гидрослюда присутствует в подчиненном по отношению к каолиниту количестве, и только в нижней части рудовмещающих аргиллитов пиролюзитовых руд ее содержание значительно увеличивается. Представлена гидрослюда тонкодисперсной и хорошо раскристаллизованной разновидностями. Индивидуальные чешуйки гидрослюды имеют удлиненную форму.

Дифрактограммы гидрослюды представлены серией рефлексов, типичных для нее, наибольшая интенсивность присуща межплоскостному расстоянию  $d_{001}$ , равному 9,98—10,11 Å. Рентгенометрическими исследованиями установлены диоктаэдрический характер и модификации:  $1M$  — для новообразованной гидрослюды, ассоциирующей с марганцевыми рудами, и  $1M+2M_1$  — для гидрослюды из рудовмещающей толщи пиролюзитовых руд, где наряду с аутигенной разновидностью присутствует аллотигенная разновидность гидрослюды.

Электронно-микроскопические исследования показали, что гидрослюда характеризуется удлиненно-пластинчатой, нередко щепковидной формой (фиг. 7), свидетельствующей об ее аутигенном образовании, и только в ассоциации с пиролюзитовыми рудами отмечается гидрослюда, чешуйки которой имеют частично окатанную и изометрично-пластинчатую формы, указывающие на их обломочное происхождение [3, 8, 9].

Итак, марганцевые руды Порожинского месторождения тесно ассоциируют с каолинитом и гидрослюдой.



Фиг. 7. Гидрослюда из марганцеворудных отложений Порожнинского месторождения  
 а — щепковидная чешуйка гидрослюда, увел. 12 000; б — микродифракция гидрослюда

\* \* \*

В результате проведенных исследований выявлены ассоциации преимущественно аутигенных глинистых минералов, связанные с марганцевыми рудами различного генезиса. Так, марганцевые руды Никопольского месторождения осадочного генезиса ассоциируют с монтмориллонитом, глауконитом и гидрослюдой аутигенной поли типов 1М и 1Мd, а в непосредственно подстилающих и перекрывающих отложениях глинистая составляющая представлена гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом. Различный минеральный состав аутигенных слоистых силикатов по разрезу рудного пласта является, видимо, следствием менявшихся физико-химических условий. Помимо аутигенных глинистых минералов в марганцеворудном пласте присутствуют каолинит и гидрослюда явно аллотигенного происхождения.

Марганцевые руды Порожнинского месторождения вулканогенно-осадочного генезиса ассоциируют с каолинитом и гидрослюдой, образовавшимися в результате раскristаллизации и перекристаллизации породообразующих компонентов исходных пород. В ассоциации с окисленными пиролюзитовыми рудами иногда отмечаются обломочные гидрослюды.

Разный минеральный состав слоистых силикатов марганцеворудных отложений Никопольского и Порожнинского месторождений объясняется, очевидно, различными условиями их образования и преобразования и требует дальнейшего детального изучения. В частности, требует специального анализа причина отсутствия монтмориллонита в марганцеворудных отложениях Порожнинского месторождения.

## Литература

1. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
2. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геология, 1965, № 5, с. 24—37.
3. Викулова М. Ф., Шитов В. А. Новые данные по исследованию глинистых пород с помощью реплик.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 211—221.
4. Головкин В. А., Мстиславский М. М., Наседкина В. Х. и др.— В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 94—104.
5. Горбачев Б. Б., Васянов Г. П., Власов В. В., Соболев С. В. Структурно-морфологические особенности каолинита в остаточных и переотложенных каолинах.— В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, Свердл. горный ин-т, 1971, с. 159—165.
6. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114.
7. Ерошев-Шак В. А., Дмитрик А. Л., Ципурский С. И. Генетические и структурно-морфологические особенности гидротермальных каолинитов Камчатки.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 89—99.
8. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. О генезисе каолинита в позднедокембрийских отложениях Енисейского кряжа.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 1, с. 112—115.
9. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. Изучение глинистых минералов в древних осадочных породах методами растровой электронной микроскопии.— Изв. вузов. № 4. Геология и разведка, 1980, № 3, с. 43—53.
10. Мстиславский М. М. Марганцеворудное накопление в олигоцене на юге СССР и океанизация.— В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 59—65.
11. Никопольский марганцеворудный бассейн. Под ред. Бетехтина А. Г. М.: Недра, 1964. 535 с.
12. Райченко Т. Ф., Москалева Н. И., Мстиславский М. М. Новые данные по минеральному составу и генезису руд Никопольского месторождения.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6, с. 1458—1461.
13. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистых и карбонатных силикатов)/Под ред. Франк-Каменецкого В. А. Л.: Недра, 1983. 360 с.
14. Русько Ю. А. Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 160 с.
15. Сапожников Д. Г. Об условиях образования марганцевых месторождений юга Русской платформы и Крымско-Кавказской геосинклинали.— Геология рудн. месторождений, 1967, № 1, с. 74—87.
16. Сидоренко Г. А. Реальная структура минералов.— В кн.: Исследование строения и фазового состава минеральных объектов комплексом физических методов анализа. М.: Недра, 1976, с. 4—10.
17. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 2, с. 129—142.
18. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В. Новое в области моделирования структурных превращений глинистых минералов.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 139—154.
19. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Трансформационные превращения слоистых силикатов при повышенных  $p$ - $T$  параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.

Всесоюзный научно-исследовательский  
институт минерального сырья,  
Москва

Поступила в редакцию  
25.IX.1984

## МЕТОДИКА

УДК 551.8.07

## О КОНДИЦИОННОСТИ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

КАЛЕДА Г. А.

В настоящее время для территории Советского Союза в целом, отдельных нефтегазоносных провинций и районов составлены многочисленные литолого-фациальные и литолого-палеогеографические карты различных масштабов и по различной методике [1—3, 4—8]. Однако вопросы кондиционности таких карт в зависимости от масштаба по существу не рассматривались, хотя необходимость такого подхода отмечалась автором еще в конце 60-х годов [5]. Требования к точности карт и обеспеченности их фактическим материалом были сформулированы в топографии и геологическом картировании очень давно. Карты, не удовлетворяющие этим жестким требованиям, не принимаются в качестве завершённой работы или рассматриваются как промежуточный документ-схема, схематическая карта и т. д. Для литолого-фациальных и литолого-палеогеографических карт подобные официальные требования отсутствуют. Поэтому нередко для одних и тех же территорий и отложений составляются соответствующие карты масштабов 1 : 500 000, 1 : 200 000, 1 : 100 000, имеющие практически одинаковую фактографическую и смысловую нагрузку.

Вопрос о кондиционности литолого-палеогеографических карт в зависимости от того, на каком этапе геологоразведочного процесса и в каком масштабе они составляются, не является чисто академическим: такие карты будут еще не одно десятилетие составляться для слабо изученных территорий и акваторий, для глубоко погруженных территорий отдельных регионов, особенно в связи с поисками литологических ловушек нефти и газа и т. д. Кроме того, следует подчеркнуть, что не снята с повестки дня необходимость создания региональных литолого-палеогеографических карт, охватывающих всю территорию и акваторию Советского Союза; до последнего времени акватория не показывалась на сводных палеогеографических картах. В ближайшие годы будут существенно уточняться также представления о строении разрезов и фациальной изменчивости еще слабо изученных глубоко погруженных отложений, особенно Восточной Сибири, Прикаспия, Тимано-Печеры и т. д. По нашему мнению, составление таких карт необходимо планировать на двенадцатую пятилетку.

Для того чтобы разрабатывать вопросы кондиционности литолого-фациальных и литолого-палеогеографических карт, необходимо прежде всего решить вопрос о требованиях, предъявляемых к ним в зависимости от масштаба и назначения; во-вторых, учитывать, что литолого-палеогеографические карты всегда являются картами, содержащими прогноз ситуации, основанной на представлении о модели изучаемого палеобассейна; в-третьих, не забывать, что данные карты являются методом разработки таких моделей и результатом его применения. Отсюда вытекают и требования к наличию фактического материала, его показу, его интерполяции и экстраполяции.

Следует подчеркнуть, что детализация литолого-палеогеографических карт есть прежде всего детализация фациально-палеогеографической обстановки во времени. Увеличение масштаба карт требует также детализации фациальной обстановки осадконакопления и динамики бассейна, а также состава и структурно-текстурных особенностей отложений. На картах масштаба 1 : 500 000 и тем более 1 : 200 000 бессмысленно и недостаточно выделять лишь области литоральные, неритовые, батинальные и абиссальные или подобные им и показывать только общее направление береговой линии.

По точности, нагрузке, способам показа литологической и палеогеографической ситуации следует различать карты: а) кондиционные, являющиеся результатом научно-исследовательских работ и предназначенные для научно-геологического изучения регионов и областей, для планирования геологопоисковых и геологоразведочных работ; б) учебные, главным требованием к которым является наглядность (точность их может быть на один — два порядка ниже, чем у кондиционных); в) схематические, на которых по тем или иным обстоятельствам могут не соблюдаться те или иные требования, предъявляемые к кондиционным картам. Ниже рассматриваются только кондиционные карты. На кондиционных картах следует показывать численный и линейный масштабы, на остальных — только линейный.

Какие же требования предъявляются к литолого-фациальным и палеогеографическим картам на разных этапах и стадиях геологоразведочного процесса в зависимости от их масштабности и каково их назначение?

Обзорные карты масштабов 1 : 7 500 000 и 1 : 5 000 000 предназначены для общего анализа литолого-палеогеографической ситуации в пределах Советского Союза или материка в целом. Они должны дать представление о палеогеографическом и палеотектоническом развитии платформ, осложняющих их синеклиз и антеклиз, геосинклинальных поясов и т. д. От них требуется предельная точность, фациально-палеогеографи-

ческая выраженность структур типа крупных региональных впадин и сводов. На этих картах должны быть показаны общие очертания суши и морей, выделены области декомпенсированного осадкообразования, шельфовые области разделены на относительно углубленный и далекий шельф (экзошельф) и близкий к суше шельф (эндошельф), крупные острова и отмели, зоны прибрежных осадков, крупнейшие дельты; желательна реконструкция важнейших устанавливаемых речных систем, насколько это позволяет фактический материал. На картах должна быть показана также палеоклиматическая зональность. Литологические обозначения даются по преобладающему в разрезе наиболее характерному типу отложений. На карту наносится положение важнейших разрывов с указанием мощностей отложений. Главная их задача — показать степень обоснованности проведенных фашиальных границ и выделить зоны относительно достоверных палеогеографических реконструкций от областей прогнозирования палеогеографической ситуации.

Естественно, нагрузка, легенда и другие характеристики карт неизбежно варьируют в зависимости от целевых заданий, решению которых они должны способствовать: одна специфика у карт, предназначенных для прогноза нефтегазоносности, другая у карт, предназначенных для планирования работ на бокситовое сырье или россыпные месторождения и т. д. Соответствующие требования должны излагаться в специальных руководствах и инструкциях. Однако необходимы и общие требования к кондиционности литолого-палеогеографических карт независимо от их целевого назначения.

Карты масштаба 1 : 2 500 000 могут охватывать как всю территорию и все акватории Советского Союза или того или иного материка или материкового блока, так и отдельные крупные провинции или совокупности провинций.

На картах этого масштаба должны быть отражены фашиально-палеогеографические обстановки в пределах отдельных сводовых поднятий типа Татарского с их вершинами и смежные с ними впадины типа Верхнекамской, Бузулукской, Рязано-Саратовского прогиба.

На картах масштабов 1 : 100 000 и 1 : 500 000 литолого-палеогеографическая ситуация доводится до уровня валов и впадин, т. е. фашиальные зоны, соответствующие этим структурам, должны иметь свое графическое выражение. На этих картах должны показываться не только углубленные участки шельфа, отмели, батиальные и абиссальные области, различные типы некомпенсированных прогибов, но и зоны развития установленных, а также предполагаемых баров, если возможно, отдельно выделяемые бары, зоны песчаных и органогенных отмелей, разные типы рифов, опресненные и осолоненные лагуны, зоны течений, дельты с той или другой степенью детализации и т. д. При этом существенно, что для одних валов фашиальные переходы от них к впадинам будут достоверно обоснованы фактическим материалом, для других — даны предположительно по аналогии или исходя из полученной модели седиментального палеобассейна. Литолого-фашиальные карты необходимы для прогноза полезных ископаемых, поэтому сами должны частично являться и прогнозным документом.

Литолого-фашиальные и литолого-палеогеографические карты масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 являются основными литологическими документами на этапе, переходном от региональных к поисковым работам. Они предназначены для подведения итогов региональных работ и выбора направлений поисковых работ на нефть и газ. Для этой цели они являются, разумеется, не единственным и даже не главным, но весьма важным вспомогательным документом. Составление этих карт может проводиться по отдельным стратиграфическим горизонтам, подгоризонтам и пластам.

Состав отложений на этих картах рекомендуется показывать в естественной последовательности согласно рекомендациям, данным в работе [5]. По данным таких карт могут проектироваться новые скважины, планироваться другие виды геологических изысканий. Они служат основой для составления карт литологических и стратиграфических, карт коллекторов, покровшек и т. д. На них должен быть очень четко показан фактический и предполагаемый материал, что достигается несколькими способами: специальными линиями для достоверных и предполагаемых изопахит, знаками, позволяющими одновременно показывать современное состояние осадочных пород и состав предполагаемых исходных осадков, расположением скважин и изученных обнажений, а также системой вопросительных знаков и т. д. [3—8].

Литолого-фашиальные карты масштаба 1 : 200 000 рекомендуется составлять для отдельных районов, валов и групп валов и сопряженных с ними впадин с детализацией и прогнозированием соответствующей ситуации на отдельных локальных структурах и участках. Эти карты должны являться документом, способствующим выбору отдельных поисковых объектов и корректировке работ в их пределах, а также быть дежурным документом, непрерывно уточняющимся по мере поступления и обработки нового фактического материала.

Литолого-фашиальные карты масштабов 1 : 100 000, 1 : 50 000 следует составлять для отдельных пластов в пределах разведываемых локальных структур и участков.

Рассматривая соотношения масштабов различных литолого-палеогеографических карт и их нагрузок, следует отметить, насколько часто встречаются погрешности и недоразумения. Нередко приходится встречаться с попытками составления литолого-палеогеографических карт для сравнительно небольших территорий, ограниченных административными границами, в пределах которых авторы пытаются выделить все возможные фашиальные зоны без достаточных на то оснований: модель бассейна может быть построена лишь для бассейна в целом. Только исходя из его целостности могут быть осмыслены и прогнозируемы отдельные фашиальные зоны. Отсюда следует, что при составлении крупномасштабных литолого-палеогеографических карт следует учитывать результаты более мелкомасштабных палеогеографических исследований, уточняя

и детализируя общую модель палеобассейна для конкретных ограниченных по площади участков.

Важным показателем кондиционности карт является возможность уменьшения ее масштабов на номенклатуру без изменения нанесенных контуров, т. е., если переход от более крупного масштаба к более мелкому (например от 1 : 2 500 000 к 1 : 500 000, от 1 : 500 000 к 1 : 1 000 000, от последнего к 2 500 000 и далее к 75000) не требует генерализации контуров, объединения структурно-фациальных зон и разрядки точек наблюдения, наносимых на карту, то это означает, что из данных карт карта более крупного масштаба не может считаться кондиционной. При таком уменьшении, обычно не менее 25%, контуры, равномерно размещенные на карте, подвергаются генерализации для сохранения читаемости карты.

Вторым критерием, определяющим достоверность литолого-палеогеографических и литолого-фациальных карт, является надежность определения фациально-генетического характера отложений в пределах палеогеографических и структурно-фациальных зон. Критерий этот является качественным и полукачественным, поскольку для определения генезиса используются такие группы показателей, как химико-минеральный состав отложений, их структурно-текстурные особенности, морфология тел, образуемых теми или иными породами, и, наконец, пространственные соотношения между различными типами пород и целыми фациальными зонами. Такой комплексный подход к определению генезиса отложений используется далеко не всегда, что снижает достоверность, кондиционность литолого-палеогеографических карт. Причины эти имеют как субъективный, так и объективный характер.

К субъективным причинам мы относим недостаточно корректную обработку каменного материала. При описании керны скважины отсутствует текстурная характеристика пород, очень поверхностно изучен химико-минеральный состав отложений, иногда в петрографических описаниях пород встречаются грубые минералогические погрешности, недостаточно внимания уделяется изучению минералов — индикаторов физико-химической среды, вторичные минералы используются как показатели физико-химической среды осадконакопления.

До сих пор, несмотря на классические работы Н. М. Страхова, опубликованные еще в 40-х годах, и других исследователей, минералы, образующиеся при диагенезе (пирит, сидерит и др.), используются для определения состава вод в самом бассейне. Кроме того, пришлось столкнуться со случаем, когда явно гипергенный гипс был использован для определения осолоненности палеобассейна. Эти и подобные им ошибки определяются недостаточной литологической подготовкой специалистов, которым поручается составление литолого-фациальных и литолого-палеогеографических карт. Конечно, привлечение палеонтологов к составлению палеогеографических карт необходимо как для корреляции отложений, так и для палеоэкологического анализа отдельных фациальных зон. Однако ведущими методами при диагностике отложений, выяснения условий их образования являются литологические. Палеогеография является по существу разделом литологии. Поэтому литолог, занимающийся общими закономерностями литогенеза, владеющий стадийно-генетическим и фациальным анализами, должен быть центральной фигурой при любых видах палеогеографических исследований. Далеко не случайно в практике укоренилось название — литолого-палеогеографические и литолого-фациальные карты.

Полного литологического обоснования следует требовать для различных типов фациальных (литолого-палеогеографических) зон, так как некоторые конкретные сходные зоны могут прогнозироваться по аналогии, при наличии большего или меньшего числа параметров подобия.

Кроме того, некоторые зоны могут прогнозироваться, исходя из анализа бассейна в целом, тем более, что отложения некоторых из них часто не обнажены и не вскрыты еще буровыми скважинами. Так, наличие зоны относительно глубоководных отложений и мелководного карбонатного шельфа дает основание предположительно выделять между ними зону рифогенных построек; наличие нормально-морских отложений и разновозрастных им отложений опресненной лагуны позволяет прогнозировать зону баров и т. д. В некоторых случаях наличие географически установленного поднятия позволяет предположить район органогенной банки по аналогии с другими изученными регионами; по составу обломочных минералов наметить область эродированной суши. Подобных примеров можно привести достаточно много.

Границы между зонами следует проводить не на основании статистического расчета между точками наблюдения, а путем построения модели динамики осадконакопления в палеобассейне, могущей объяснить всю совокупность известных фактов с учетом структурных условий региона.

Объяснительная записка к литолого-палеогеографическим и фациальным картам должна представлять собою не описание карты, а обоснование принятой модели осадконакопления и прогнозирование фациальных зон на слабо изученные территории.

#### Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее обрамления/Под ред. Виноградова А. П., Наливкина В. Д., Ронова А. Б., Хаина В. Е. М.: Гостоптехиздат, 1959.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт территории СССР/Под ред. Виноградова А. П., Наливкина В. Д., Ронова А. Б., Хаина В. Е. М.: Наука, 1964.
3. Каледа Г. А., Радионова К. Ф., Пожарская Г. Ф. Инструкция по составлению литолого-палеогеографических карт. М.: ВНИГНИ, 1967. 48 с.

4. *Каледя Г. А., Пожариская Г. Ф., Шибалин А. И.* Методические указания по составлению литолого-палеогеографических карт масштаба 1 : 100 000, 1 : 500 000, 1 : 200 000. М.: ВНИГНИ, 1977. 44 с.
5. Литология и палеогеография Русской платформы/Под ред. Каледы Г. А., Осиповой А. И., Яблокова В. С. М.: Наука, 1972. 318 с.
6. Методические указания по составлению литолого-фациальных и палеогеографических карт/Под ред. Алиева М. М., Саркисяна С. Г. М.: ИГиРГИ, 1967. 25 с.
7. *Наливкин Д. В., Ронов А. Б., Хаин В. Е.* Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее обрамления. М.: Гостоптехиздат, 1957. 32 с.
8. *Наливкин Д. В., Ронов А. Б., Хаин В. Е.* Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Гостоптехиздат, 1962. 40 с.

ВНИГНИ, Москва

Поступила в редакцию  
30.XI.1984

**КРИТИКА**

УДК 552.14 : 552.4

**ЕЩЕ ОДИН МОСТ МЕЖДУ ГИДРОГЕОЛОГИЕЙ И ЛИТОЛОГИЕЙ \***

**КАРЦЕВ А. А., ДМИТРИЕВСКИЙ А. Н., ВАГИН С. Б.**

В последнее время все больше осознается необходимость тесного взаимодействия литологической и гидрогеологической наук, важность изучения гидрогеологических условий литогенеза и соответственно литологических факторов гидрогеологических процессов. Монография В. Н. Холодова, посвященная взаимовлиянию гидрогеологических и литологических явлений при катагенезе песчано-глинистых отложений и толщ Восточного Кавказа, может сыграть важную роль в таком наведении мостов.

В главе I даются необходимый для понимания последующего изложения геологический очерк региона и характеристика мезо-кайнозойского разреза по р. Сулак.

В главе II описываются результаты личных исследований автора по минералогии глин региона и закономерности их катагенетического преобразования. На базе богатого, тщательно обработанного и подобранного материала убедительно показывается, что гидрослюдизация монтмориллонита представляет здесь главное содержание катагенеза глин.

В главе III детально описаны авторские наблюдения над чрезвычайно интересными и в значительной мере до сих пор загадочными явлениями — песчаными дайками и «горизонтами с включениями». Материал главы иллюстрируется многочисленными зарисовками и фотографиями. Здесь же приводится обсуждение различных гипотез. На основе всего этого дается оригинальная трактовка, увязанная с описанными выше закономерностями трансформации глинистых минералов: песчаные дайки и «горизонты с включениями» в исследованных разрезах представляют катагенетические палеоплывуны, вызываемые формированием сверхгидростатических давлений при дегидратации глин и миграции литогенных (возрожденных) вод в песчаные породы.

В главе IV, сравнительно небольшой по объему, рассмотрены геохимические аспекты катагенетических процессов. Приводятся анализы глинистых пород на содержание  $ОВ$ ,  $CaCO_3$  и ряда (с. 14) малых и редких элементов. На этой основе дана картина распределения и миграции различных элементов при катагенетической гидрослюдизации (и следовательно, дегидратации) глин.

Последняя глава V является итоговой. К сожалению, она носит несколько фрагментарный характер. Здесь делаются попытки увязки и синтеза частных фактов и положений, приводившихся в предыдущих главах. Автор старается на конкретном материале увязать в единый узел явления, развивающиеся при мезокатагенезе песчано-глинистых отложений: дегидратацию глин, миграцию углеводородов, растворение карбонатов, рудообразование, геохимический цикл и некоторые гидрогеологические процессы. Он привлекает собственный и достаточно обширный литературный материал. На с. 85 имеется досадная ошибка: автор не учел различия плотности глинистых минералов и воды, поэтому получил примерно вдвое завышенные массовые количества воды в породах. Однако вывод (см. с. 87) о том, что дегидратацию можно оценить как крупное гидрогеологическое явление, совершенно верен. Следует также особо отметить заключение о миграции  $УВ$ , абиогенной  $CO_2$ , возникающей за счет гидролизующихся карбонатов (и термолита  $ОВ$ ).

Следует указать, что в работе все же недостаточно акцентирована роль дегидратационной (литогенной) воды в выносе  $CO_2$  и карбонатов. Именно в этом, по-видимому, состоит объяснение обеднения карбонатами терригенных пород на больших глубинах, отмечаемое рядом исследователей (Б. К. Прошляков, Ш. Г. Недиров и др.) для самых различных регионов (Прикаспий, Туркмения, Западная Сибирь и др.).

Параграф о сероводороде (с. 102—108) стоит несколько особняком, содержание которого слабо связано с излагаемым фактическим материалом.

На рис. 34 (с. 110) помещена принципиальная схема, в которой наглядно увязываются различные литогенетические и гидрогеологические процессы. Схема заслуживает в целом весьма положительной оценки. К числу ее недостатков можно отнести привязку к глубинам без учета геотермии.

В этом же параграфе автор делает следующий важный шаг: на фоне эволюции литогидрогеологических условий демонстрирует связи нефте- и рудонакопления (например, рис. 36). Данная работа не является первой, на примере которой можно указать на важность и неизбежность выявления взаимосвязей нефте- и рудонакопления, в особенности гидрогеологических условий тех и других процессов. Здесь же мы имеем хороший пример того, как это следует делать.

\* О монографии В. Н. Холодова «Постседиментационные преобразования в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов». М.: Наука, 1983. 205 с.

В конце этой главы автор останавливается на так называемых АВПД (сверхгидростатических пластовых давлениях). К сожалению, здесь он не избег некоторых неточностей в связи с использованием устаревших данных И. Г. Кисина. Однако это мало влияет на основное содержание рецензируемой монографии.

Оценивая книгу в целом, следует признать, что она представляет собой большой шаг вперед на пути сближения литологии с гидрогеологией, необходимость которого отмечалась выше. Главные теоретические построения автора (кстати, весьма близкие к аналогичным построениям ряда других исследователей) основаны на прочной фактической базе. Работа к тому же наглядно показывает большую практическую ценность данного направления, уточняя ряд конкретных деталей нефте- и рудонакопления и, следовательно, размещения соответствующих залежей (как для описываемого региона, так и в общем плане). Показано, что знание закономерностей рудообразования (в осадочной толще) может помогать поискам нефти и газа.

В заключение отметим, что построен еще один прочный мост между литологией и гидрогеологией.

Московский институт  
нефтехимической и газовой  
промышленности им. И. М. Губкина  
Москва

Поступила в редакцию  
17.IV.1985

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1985 год

|   |     |
|---|-----|
| <i>Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелинин Н. Д.</i> Строение и нефтеносность баженковского резервуара  | № 2 |
| <i>Беридзе М. А.</i> Опыт формационного анализа раннеальпийских геосинклинальных образований Большого Кавказа   | № 4 |
| <i>Богатырев Б. А., Алырчиков А. Н., Яншина Р. С.</i> Литологические типы девонских бокситов Северного Урала  | № 2 |
| <i>Богданов Н. А., Айбулатов Н. А., Шараков В. П.</i> Степень устойчивости современной россыпи во внешней части береговой зоны моря   | № 4 |
| <i>Боровская И. С., Казанцев В. А., Скулков Н. А.</i> Литофациальный контроль фосфатоносности черносланцевой толщи нижнего протерозоя КМА   | № 2 |
| <i>Буряковский Л. А., Джебанишв Р. Д.</i> Структура порового пространства кайнозойских глин Азербайджана в связи с развитием в них аномально высоких поровых давлений   | № 1 |
| <i>Бутузова Г. Ю.</i> Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря  | № 5 |
| <i>Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И.</i> Закономерности распределения и формы нахождения элементов семейства Fe в верхнемеловых морских терригенных отложениях Гиссарского хребта                            | № 3 |
| <i>Валев Б. М., Гринченко Ю. И., Ерохин В. Е., Прохоров В. С., Титков Г. А.</i> Изотопный облик газов грязевых вулканов   | № 1 |
| <i>Гаврилов Ю. О., Лубченко И. Ю.</i> К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа  | № 5 |
| <i>Гаврилов В. К., Соловьева Н. А., Скворцов В. М.</i> Мезозойская терригенная формация подножия континентального склона на Сахалине  | № 6 |
| <i>Гептнер А. Р., Соколова Т. Н., Харазян Э. Х.</i> Вторичные преобразования щелочно-оливиновых базальтов Армении   | № 4 |
| <i>Головко В. А.</i> К вопросу о теории осадочного рудогенеза марганца  | № 5 |
| <i>Горбачев О. В.</i> Кременистые породы углеродистых формаций и их геохимические особенности   | № 3 |
| <i>Гурский Ю. Н., Крупнов И. И.</i> Фациально-генетическая зональность иловых вод   | № 6 |
| <i>Дриц В. А., Коссовская А. Г.</i> Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и палыгорскит-сепиолитов   | № 1 |
| <i>Дриц В. А., Петрова В. В., Горшков А. И., Свальнов В. Н., Соколова А. Л., Сивцов А. В., Карпова Г. В.</i> Марганцевые минералы Fe—Mn-микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования | № 3 |
| <i>Ероцев-Шак В. А., Карпов Г. А., Ильин В. А.</i> Литология современных осадков гидротермального озера Хлоридное на Камчатке   | № 1 |
| <i>Ероцев-Шак В. А., Карпов Г. А., Ципурский С. И.</i> Особенности минералогии и гидрохимии гидротермального оз. Серное на Камчатке   | № 2 |
| <i>Жильцова И. Г., Полупанова Л. И., Шмариович Е. М., Перлина С. А.</i> Физико-химические условия образования рудной уранилфосфатной минерализации  | № 6 |
| <i>Жмур С. И., Закруткин В. Е., Емец Т. П., Барташевич О. В., Чиченов В. А.</i> Битуминозное вещество пород нижнепротерозойской углеродистой формации КМА   | № 2 |
| <i>Кацнельсон Ю. Я.</i> Бор и некоторые другие элементы-примеси в глауконитах бассейна Дона   | № 1 |
| <i>Клубов Б. А.</i> Возможные пути образования природных антраксолитов  | № 4 |
| <i>Корневский С. М.</i> Использование литологических параметров природных эталонных моделей при количественном прогнозировании ресурсов калийно-магниевых солей   | № 5 |

- Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов . . . . . № 5
- Кропачева С. К., Филиппов С. А., Пономарев В. Е., Сизова Р. Г.* Арагонит в сероносных породах Гаурдак-Кугитанского района Туркмении . . . . . № 3
- Лейпциг А. В., Вильшанский В. Н., Савельева З. И.* Типы и условия преобразования бокситов на контакте с углистыми породами . . . . . № 2
- Лисицын А. П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 3. Второй глобальный уровень лавинной седиментации — основание континентального склона . . . . . № 4
- Лисицын А. П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 4. Этапы седиментогенеза второго глобального уровня (подготовка, транспортировка, аккумуляция). Модели подводных конусов выноса . . . . . № 6
- Лисицына Н. А., Дриц В. А., Соколова Г. В., Александрова В. А.* Новый комплекс вторичных минералов — продуктов низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор Атлантического океана . . . . . № 6
- Лихт Ф. Р., Деркачев А. Н., Марков Ю. Д., Уткин И. В.* Литолого-фациальная типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 1 . . . . . № 4
- Маслов А. В.* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1. Условия образования терригенных комплексов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты . . . . . № 6
- Маслов В. К., Кичко А. И.* Рудная зональность в отложениях среднего — верхнего рифея Западного и Северо-Западного Прибайкалья . . . . . № 6
- Махнач А. А.* Постседиментационный гипс в рифейско-эйфельских отложениях Белоруссии . . . . . № 1
- Морозов А. А., Розанов А. Г., Соколов В. С.* О формах железа, марганца и серы в донных осадках Бенгальского залива . . . . . № 5
- Николаева И. В., Крашенинников В. А., Головин Д. И., Ивановская Т. А.* Возможности радиологического датирования по глаукониту палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья . . . . . № 5
- Патык-Кара Н. Г., Яблоков К. В.* Геохимические особенности донных осадков прибрежного шельфа арктических морей как показатель обстановок осадконакопления . . . . . № 3
- Петровский А. Д.* Опыт расчленения и корреляции разрезов разобщенных скважин (на примере терригенных отложений Колвинского перикратона) . . . . . № 4
- Полянский Б. В.* Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Средней Азии . . . . . № 2
- Попов В. П.* Осадки западной части Центральной котловины Индийского океана . . . . . № 2
- Ривкина Е. М., Леин А. Ю., Бондарь В. А., Иванов М. В.* Литолого-геохимические условия формирования серных залежей северного борта Заболотовской впадины . . . . . № 4
- Свальнов В. Н., Шевченко А. Я., Успенская Т. Ю., Гурвич Е. Г., Завадская Н. Н.* Состав гидротермальных корок Красного моря . . . . . № 3
- Фирсова С. О., Якименко Е. Ю.* Еще раз к вопросу о шунгите . . . . . № 1
- Хворова И. В., Лисицына Н. А., Богданов Ю. А.* Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с. ш.) . . . . . № 3
- Хворова И. В., Руженцев С. В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океана . . . . . № 5
- Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н.* Карбонатно-тефрогенные отложения хребта Дариби (юго-западная Монголия) . . . . . № 3
- Холодов В. Н., Туровский Д. С.* К проблеме осадконакопления в Каспийском море. Сообщение I. Геохимия микроэлементов в современных осадках . . . . . № 1
- Холодов В. Н., Туровский Д. С.* К проблеме осадконакопления в Каспийском море. Сообщение II. Распределение химических элементов в голоцен-четвертичных отложениях . . . . . № 2
- Чичуа Б. К., Агулов А. П., Киласония З. Н., Асланикашвили Н. А., Жгенти Т. Г., Тарханов Г. В.* Постдиагенетические преобразования мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья (по данным изучения органического вещества) . . . . . № 4

|   |     |
|---|-----|
| <i>Шарданова Т. А.</i> Терригенный комплекс среднего ордовика Селетинского син-клиниория (Центральный Казахстан) и особенности его образования . . . . .  | № 3 |
| <i>Шванов В. Н.</i> Аркозы и их минеральные разновидности . . . . .   | № 3 |
| <i>Шведов В. Н., Седлецкая Н. М., Ведрицкая Н. С.</i> Типы и условия образования доломитов в верхнеюрских сероносных отложениях Гаурдак-Кугитангского района . . . . .  | № 2 |
| <i>Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Сивцов А. В., Степанова К. А., Иличева Л. В., Корина Е. А.</i> Состав, строение и особенности распределения Fe—Mn-конкреций в осадках северо-востока Тихого океана . . . . . | № 6 |
| <i>Штеренберг Л. Е., Лаврушин Ю. А., Голубев Ю. К., Сивцов А. В., Спиридонов М. А., Рыбалко А. Е.</i> Железомарганцевые конкреции Горла Белого моря . . . . .   | № 5 |

#### Краткие сообщения

|   |     |
|---|-----|
| <i>Бекасова Н. Б.</i> Палеогеография Печенги в нижнепильгуярвинское время раннего протерозоя (Кольский полуостров) . . . . .  | № 1 |
| <i>Большун Г. А., Федоров Н. В.</i> Находка рыб в бокситах Южноуральского бассейна. Возраст бокситов . . . . .  | № 3 |
| <i>Вишневская В. С., Добрецов Н. Л.</i> Проблемы кремнеаккумуляции на офиолитовом симпозиуме «Тектоника океанов и метаморфизм» . . . . .  | № 1 |
| <i>Высоцкий В. А., Карпунин А. М.</i> Вертикальная окислительно-восстановительная зональность в корах выветривания как фактор рудного контроля урана в гипергенных условиях . . . . .     | № 2 |
| <i>Гаврилова О. И., Волкова Г. М., Гуревич А. Б.</i> О природных коксах в угольных пластах Тунгусского бассейна . . . . .   | № 5 |
| <i>Головенок В. К.</i> Об аномально высоких содержаниях стронция в рифейских онколитовых известняках Патомского нагорья . . . . .   | № 1 |
| <i>Гурбанов В. Ш., Халифа-заде Ч. М.</i> К вопросу об уплотнении карбонатных коллекторов пермо-триасовых отложений равнинного Дагестана . . . . .   | № 5 |
| <i>Дубинин А. В., Волков И. И.</i> Редкоземельные элементы как индикатор гидротермальных процессов в осадках ст. 655 (северо-восточная часть Тихого океана) . . . . .                     | № 5 |
| <i>Кореневский С. М., Кислик В. З.</i> Литокомплексы верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины . . . . .   | № 1 |
| <i>Ле Ван Кы.</i> Роль дельты Меконга в формировании осадочного чехла шельфа Юго-Восточного Вьетнама . . . . .  | № 1 |
| <i>Ожогина Е. Г., Иванова М. Ю., Сидоренко Г. А.</i> Слоистые силикаты марганцевых месторождений . . . . .  | № 6 |
| <i>Опарышева Л. Г.</i> Урановая минерализация в пестроцветных терригенных отложениях среднего — позднего палеозоя . . . . .   | № 4 |
| <i>Похиалайнен В. П., Колясников Ю. А.</i> О природе необычного замещения пластинчатого слоя раковин колоницерамов хлоритом (Северо-Восток Азии) . . . . .                                | № 6 |
| <i>Ромм Г. М., Кривулина Ю. А.</i> Морфометрическая характеристика песчаных отложений береговой зоны косы Куршю-Нерия . . . . .   | № 1 |
| <i>Соколов Б. А., Коюнхов А. И.</i> Отложения в зонах лавинной седиментации на материковых окраинах . . . . .   | № 2 |
| <i>Туманишвили Г. П.</i> О парагенезисе марганцевых руд и рыбных остатков . . . . .   | № 3 |
| <i>Юдин Н. И., Карпова М. И., Крутиков В. Ф., Красотов Ю. М., Степанова Т. И.</i> Исследование апатитов Юго-Западного Прибайкалья методом электронного парамагнитного резонанса . . . . . | № 3 |
| <i>Юрель Г. Н., Ставрогин А. Н., Бочко Р. А.</i> Изменение петрофизических свойств песчаников в условиях неоднородного сжатия и высоких поровых давлений . . . . .                        | № 3 |

#### Методика

|   |     |
|---|-----|
| <i>Каледа Г. А.</i> О кондиционности литолого-палеогеографических карт . . . . .  | № 6 |
| <i>Калмыкова Н. А.</i> К вопросу методики изучения тяжелых минералов с целью расчленения и корреляции разрезов осадочных толщ . . . . . | № 3 |

#### Критика

|  |     |
|--|-----|
| <i>Карцев А. А., Дмитриевский А. Н., Вагин С. Б.</i> Еще один мост между гидрогеологией и литологией . . . . . | № 6 |
|--|-----|

## Хроника

|  |     |
|--|-----|
| <i>Ильин А. В., Ратникова Г. И., Яншин А. Л.</i> VII Международная конференция по фосфоритам . . . . .   | № 3 |
| <i>Седлецкий В. И.</i> III Всесоюзное солевое совещание «Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления» . . . . .                          | № 2 |
| <i>Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Бурлин Ю. К., Назаревич И. А.</i> V Всесоюзный семинар «Формации осадочных бассейнов и их нефтегазоносность» . . . . . | № 5 |
| 40 лет победы над фашистской Германией . . . . .   | № 3 |
| Григорий Федорович Крашенинников (К 75-летию со дня рождения) . . . . .  | № 1 |
| К шестидесятилетию В. Н. Холодова . . . . .  | № 4 |
| <u>Михаил Георгиевич Валяшкс</u> . . . . .   | № 1 |
| <u>Владимир Александрович Гроссгейм</u> . . . . .  | № 4 |
| Содержание журнала за 1985 год . . . . .   | № 6 |

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литоология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с иностранным шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степеней. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские, и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускаются.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были проведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страница, а для книг — издательство, место и год издания, страница.
10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ», и указывается принятие увеличения. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

**БУТУЗОВА Г. Ю.** (ответственный секретарь), **КАЛЕДА Г. А.**, **КОССОВСКАЯ А. Г.**,  
**КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф.**, **ЛИСИЦЫН А. П.**, **МИХАЙЛОВ Б. М.** (зам. главного редактора),  
**РОНОВ А. Б.**, **СИДОРЕНКО Св. А.**, **СОКОЛОВ А. С.**, **ТЕНЯКОВ В. А.**,  
**ТИМОФЕЕВ П. П.**, **ХВОРОВА И. В.** (зам. главного редактора),  
**ХОЛОДОВ В. Н.** (главный редактор), **ЩЕРБАКОВ А. В.**

**EDITORIAL BOARD:**

**BUTUZOVA G. Ju.** (secretary in charge), **KALEDA G. A.**, **KOSSOVSKAJA A. G.**,  
**KRASHENINNIKOV G. F.**, **LISITZIN A. P.**, **MICHAILOV B. M.** (deputy chief editor),  
**RONOV A. B.**, **SIDORENKO Sv. A.**, **SOKOLOV A. S.**, **TENJAKOV V. A.**, **TIMOFEEV P. P.**,  
**KHVOROVA I. V.** (deputy chief editor), **KHOLODOV V. N.** (editor), **SCHERBAKOV A. V.**

**Адрес редакции:**

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

**Зав. редакцией Т. А. Шелепина**

**Технический редактор Е. И. Гришина**

---

Сдано в набор 01.10.85      Подписано к печати 25.11.85      Т-19957      Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать      Усл. печ. л. 12,6      Усл. кр.-отр. 13,3 тыс.      Уч.-изд. л. 15,0      Бум. л. 4,5  
Тираж 1033 экз.      Зак. 4612

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.  
Индекс 70493

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

**ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ.** [Труды Института геологии и геофизики. Вып. 361]. 1977. 264 с. 2 р. 40 к.

В сборнике приводятся данные по стратиформным свинцово-цинковым, колчеданным и колчеданно-полиметаллическим месторождениям Западного Забайкалья, Прибайкалья и Енисейского кряжа. Рассматриваются условия образования, состав и строение сульфидных полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд, процессы метаморфического преобразования и вопросы источников рудного вещества.

Книга представляет интерес для специалистов в области рудных месторождений и металлогении.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОЙ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.** 1979. 128 с. 1 р. 60 к.

В работе для ряда типовых геологических ситуаций рассмотрены все стадии поискового этапа. Геологические условия солянокупольных областей древних платформ изучены на примере Прикаспийской впадины; для модели молодых платформ послужили Западно-Сибирский и Предкавказский регионы. Условия передовых прогибов рассмотрены на материалах Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Рекомендации касаются этапности методики ведения работ, рационального комплексирования и последовательности их применения.

Издание предназначено для геологов-нефтяников.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичурицкий проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.