



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1978

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

1

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

1978

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Страхов Н. М.</i> Гидродинамический механизм распределения S_{org} , SiO_2 и $CaCO_3$ в океанском осадкообразовании	3
<i>Штеренберг Л. Е.</i> Главные марганцевые минералы океанских железо-марганцевых конкреций	32
<i>Евзеров В. Я.</i> Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита	50
<i>Костяев А. Г.</i> Следы первых ледяных жил в истории Земли или обычные конвективные деформации?	59
<i>Лейн А. Ю., Матросов А. Г., Самаркин В. А., Иванов М. В.</i> О происхождении целестина и самородной серы в отложениях ачкагыла Западной Туркмении	68
<i>Миртова С. М.</i> Основные закономерности размещения полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных комплексах Кузнецкого Алатау	82
<i>Япаскurt О. В.</i> Эпигенез верхнепалеозойских отложений на границе Хараулахского антиклинория и Приверхоянского прогиба	95
<i>Чудаев О. В.</i> Распределение глинистых минералов в флишондных отложениях Восточной Камчатки	105
<i>Соколова Т. Н., Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф.</i> Минералогическое изучение пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер	116
<i>Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В.</i> Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов	125
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Курносков В. Б., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Кашинцев Г. Л., Нарнов Г. А., Шевченко А. Я.</i> Подводное выветривание стекловатых базальтов на дне океана	134
<i>Дислер В. Н.</i> Оценка химического стока и химической денудации характерного болотного массива на Северном Сахалине	143
<i>Созинов Н. А., Казанцев В. А.</i> О фосфоритонности протерозойских отложений района КМА	148
<i>Мураховский М. А., Клемина Л. Н., Тянь В. Д.</i> Корреляция палеозойских стратифицированных толщ Зайсанской складчатой системы методом соотносенных осей циркона	152
<i>Дивина Т. А., Матухин Р. Г., Вааг О. В.</i> Минералы сепиолит-пальгорскитовой группы в верхнем девоне и нижнем карбоне Сибирской платформы	157
<i>Марков Е. П.</i> О перспективах фосфоритонности среднего ордовика Тунгусской синеклизы	166
<i>Критика и дискуссии</i>	
<i>Казанский Ю. П.</i> Замечания к статье В. И. Виноградова, Т. О. Реймера, А. М. Лейтеса, С. Б. Смелова, «Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли»	169
<i>Хроника</i>	
<i>Кассандров Э. Г.</i> Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока (Двенадцатое совещание Сибирского отделения Междуведомственного литологического комитета)	173

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

1

JANUARY — FEBRUARY

1978

CONTENTS

<i>Strakhov N. M.</i> The Hydrodynamic mechanism of distribution of Co_{opr} , SiO_2 , and CaCO_3 in oceanic sedimentation	3
<i>Shterenberg L. E.</i> The main manganese minerals of oceanic ferrum-manganic concretions	32
<i>Evzerov V. Ya.</i> The role of old crust of weathering in the forming of Anthropogen sediments and related deposits of the North-Eastern area of Baltic Shield	50
<i>Kostyaev A. G.</i> Traces of the earliest ice veins in the Earth's history or usual convection deformations?	59
<i>Lein A. Yu., Matrosova A. G., Samarkin V. A., Ivanov M. V.</i> On the origin of celestine and native sulphur in the Akchagyl sediments, Western Turkmenistan	68
<i>Mirtova S. M.</i> The main regularities of distribution of mineral resources in the volcanogenic-sedimentary complexes, Kuznetskii Alatau	82
<i>Yapaskurt O. V.</i> Epigenesis of the Upper Paleozoic sediments on the boundary area between the Kharaulakhskii anticlinorium and Priverkhoyanskii depression	95
<i>Chudaev O. V.</i> The distribution of clay minerals in flyschoid sediments Eastern Kamchatka	105
<i>Sokolova T. N., Kats M. Ya., Dolgopol'skaya E. F.</i> Mineralogical study of an ash tuff from the saline sediments of the dome Inder	116
<i>Masaitis V. L., Raikhlin A. I., Selivanovskaya T. V.</i> The common principles of classification and nomenclature of explosive breccias and impactites	125

Short notes

<i>Kurnosov V. B., Skorniyakova N. S., Murdmaa I. O., Kashintsev G. L., Narnov G. A., Shevchenko A. Ya.</i> Underwater weathering of hyalobasalts at the Oceanic bottom	134
<i>Disler V. N.</i> The estimate of chemical discharge and chemical denudation of typical swamp massive in the Northern Sakhalin	143
<i>Sozinov N. A., Kazantsev V. A.</i> About presence of phosphorites in Proterozoic sediments, the KMA region	148
<i>Murakhoovskii M. A., Klenina L. N., Tyan V. D.</i> Comparison of Paleozoic stratified terranes of the Zaisanskaya folded system by correlation zircon axes	152
<i>Divina T. A., Matukhin R. G., Vaag O. V.</i> Minerals of sepiolite-palygorskite group in Upper Devon and Lower Carbon, the Siberian platform	157
<i>Markov E. P.</i> On perspectives of presence of phosphorites in the Middle Ordovic of Tunguskaya Syncline	166

Qritique and Discussions

<i>Kazanskii Yu. P.</i> Remarks to the article «The oldest sulphates in Archean formations of the South-African and Aldan Shields and the evolution of Earth's oxygenic atmosphere» by V. I. Vinogradov et al.	169
--	-----

Chronicle

<i>Kassandrov E. G.</i> Ferruginous quartzite formations of Siberia and the Far-East (The Twelfth symposium of Siberia division of Interdepartmental Lytology Committee)	173
--	-----

УДК 550.4 : 551.35

**ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$, SiO_2 И $CaCO_3$
В ОКЕАНСКОМ ОСАДКООБРАЗОВАНИИ**

Н. М. СТРАХОВ

В статье описывается океанская гидродинамика и показывается ее влияние на накопление органического вещества, SiO_2 и $CaCO_3$ в донных осадках.

I. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Биогенные компоненты осадка — $C_{орг}$, SiO_2 , $CaCO_3$ — представляют совершенно исключительный интерес для теории океанского осадкообразования, ибо позволяют открыть в нем такие тонкости осадочного процесса и такие взаимосвязи, какие не удастся исследовать на других компонентах. Дело в том, что жизнь, «живое вещество», в отличие от минеральных взвесей, требует непрерывного подтока и использования многих химических соединений, среди которых наиболее важны соли P и N, SiO_2 и микроэлементы. Поскольку сверху — из атмосферы с дождями — эти соединения не поступают, единственным источником их для фитопланктона оказываются глубины океана, где запасы этих веществ колоссальны.

Основным механизмом подачи N, P и др. в зону фотосинтеза являются разнообразные движения воды, создающие перемешивание вод поверхностного слоя с водами более глубоких горизонтов, т. е. гидродинамический режим океана; дополнительным — годовые колебания t° поверхностного слоя воды, также вызывающие перемешивание воды. Оно происходит в тем большей степени, чем значительнее годовая амплитуда температурных изменений. Интенсивность обоих процессов перемешивания на разных участках океана неодинакова, сочетания их сложные, что и обуславливает разную силу процессов фотосинтеза и генерации $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ на разных площадях океана.

Из сказанного следует, что изучение механизма распределения и накопления биогенных компонентов должно включать четыре основных вопроса: 1) выяснение интенсивности и факторов перемешивания поверхностного слоя воды на разных участках океана; 2) количественное распределение биомассы и продуктивности биоса в поверхностном слое воды, а также особенностей его группового состава на разных участках океана; 3) количественные изменения биогенных компонентов при отмирании биоса и падении трупов на дно; 4) пространственные соотношения между массама $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в планктонной пленке и в поверхностном слое ила.

II. ИНТЕНСИВНОСТЬ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОДЫ НА РАЗНЫХ УЧАСТКАХ ОКЕАНА

1. Циркулярные течения

В идеальной схеме океана, со всех сторон окруженного континентами, издавна различали четыре кольца течений и соответственно четыре халистазы разных размеров. Конкретная картина сложнее схемы. Она показана на фиг. 1.

Наиболее близка к идеальной схеме циркуляция воды в Тихом океане. Первый, северный круговорот (I) на средних и высоких широтах имеет сравнительно ограниченные размеры; движение воды здесь циклоническое; второй, северный субтропический круговорот (II) — огромный антициклонический; третий, южный субтропический (III) — тоже огромный, антициклонический; затем — широкая зона течений западных ветров и антарктический циклонический (IV) круговорот. Все четыре круговорота связаны друг с другом, и воды одного переходят в воды другого. Связь северных круговоротов с южными осуществляется в экваториальной области. Система течений здесь отличается большой сложностью и разными авторами рисуется не одинаково. Важнейшим элементом является так называемое экваториальное противотечение, зарождающееся в западной окраине океана и движущееся в восточном направлении, пересекая океан несколько севернее экватора. У берегов Америки часть его, поворачивая на север, сливается с Северным экваториальным (пассатным) течением и идет далее в западном направлении; другая часть, поворачивая на юг, сливается с Южным экваториальным (пассатным) и также движется на запад. Между экваториальным противотечением и соседними с ним Северным и Южным пассатными течениями возникают узкие халистазы; число их у разных авторов неодинаково. Соответственно, что в восточной половине океана локализуются главным образом циклонические халистазы, в западной — антициклонические.

В Индийском океане из-за ограниченных размеров его имеются только три круговорота: небольшой (реликтовый) II, затем III и IV (приантарктический). Экваториальное противотечение сохранилось, но в сильно урезанном виде.

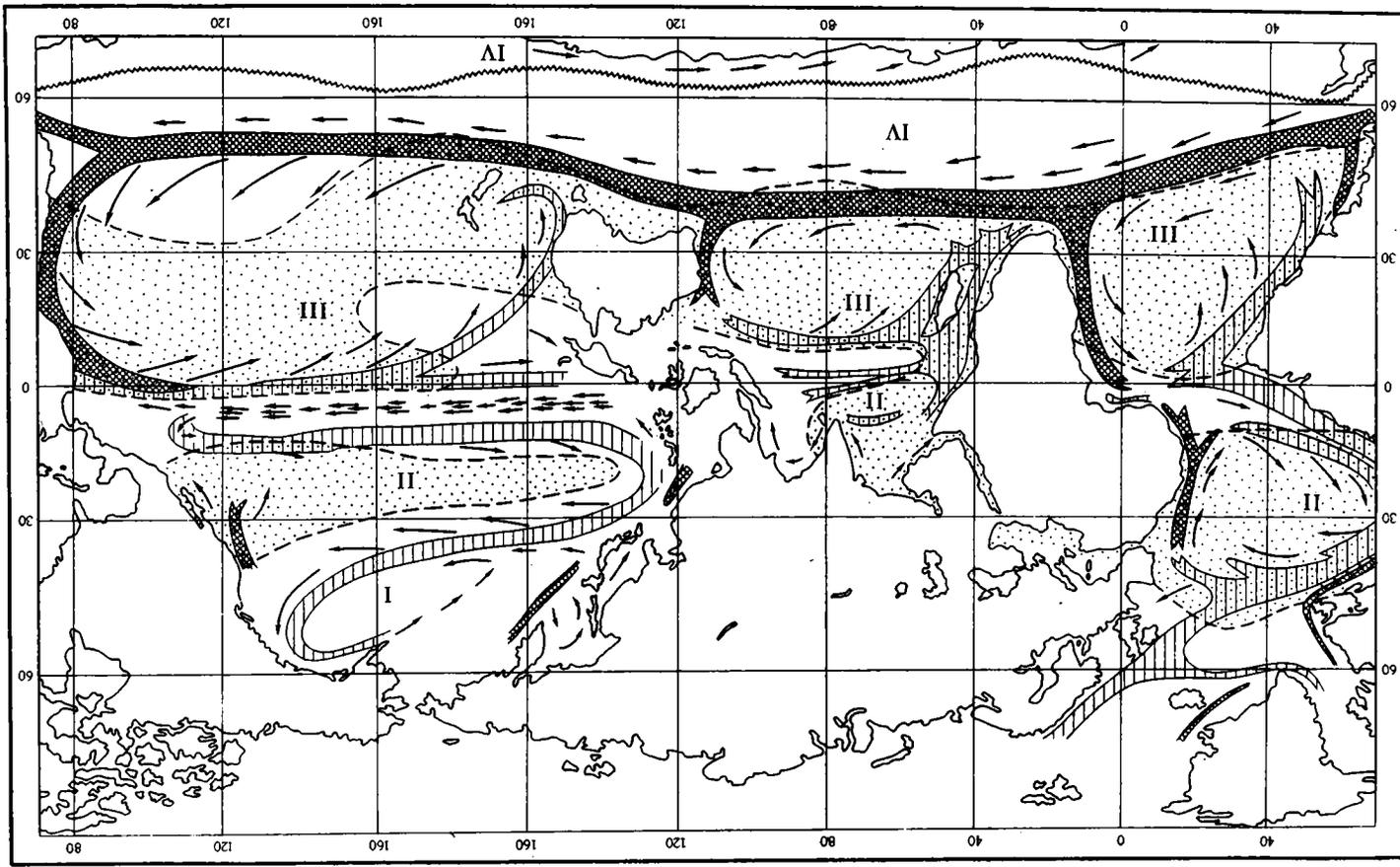
В Атлантическом океане отчетливо выражены субтропические круговороты II и III конвергентного типа и слабый реликт экваториального противотечения в Гвинейском заливе. В экваториальной области хорошо виден переход вод круговорота III в круговорот II, а второго — в северную часть Атлантики, где возникают сложные многочисленные частные завихрения и второстепенные круговороты.

Во всех трех океанах между III и IV халистазами имеется широкая зона течений западных ветров. Размеры круговоротов огромны, особенно субтропических антициклонических (II и III). Они простираются здесь от одного побережья до другого на расстоянии от 6—7 тысяч км (в Атлантическом океане) до 14—15 тысяч (в Тихом океане). По меридиану их можно проследить от экватора до примерно 40-й параллели на протяжении 4—5 тыс. км, при минимальном размере (в Индийском океане) 3000 км.

Сообразно огромным линейным размерам циркулярные течения захватывают большую мощность океанской воды на глубину. В них участвуют не только воды поверхностной структурной зоны океана (200—

Фиг. 1. Гидродинамическая схема поверхностного слоя океанских вод

1 — циркумконтинентальная гидродинамически активная зона; 2 — пелагические гидродинамически активные пояса; 3 — циркулярные течения; 4 — пелагические пассивные зоны; 5 — антарктическая дивергенция; I—IV — халистазы



250 м), но и промежуточной (250—1800 м), так что описанная система циркулярных течений охватывает по существу почти всю верхнюю половину океанской водной толщи, постепенно замедляясь с глубиной. Это одна из самых грандиозных динамических систем гидросферы, связанная с аналогичной динамической системой в атмосфере.

Линейные скорости в теле циркулярных потоков неодинаковы в поверхностных слоях и на глубине. На поверхности скорости варьируют от 75—95 до 100—130 см/сек, редко больше; на глубине 500 м они убывают до 50—75 см/сек и менее (20—22); на глубине 800 м остаются такими же (иногда более быстрыми) и сохраняются на глубинах, больших 1000 м. Вероятно, такие скорости свойственны всему промежуточному слою, убывая у его нижней границы.

При своих гигантских размерах циркуляционная система в океанах отличается большой устойчивостью. «Одни и те же макроциркуляционные системы сохраняются в течение круглого года в воде и воздухе. Это объясняется однородностью подстилающей (водной) поверхности и относительно малой изменчивостью свойств воды» (Степанов, 1974, стр. 73).

Одновременно с горизонтальными движениями в циркулярных течениях наблюдаются и вертикальные, т. е. перемешивание воды. Механизм перемешивания сложен. Прежде всего это общее турбулентное движение воды, сопровождающее каждый горизонтально движущийся поток ее. Но значение его в общем перемешивании все же, по-видимому, второстепенное; основную же роль играет серия других процессов. Перемешивание создается внутренней структурой потока горизонтально движущейся воды, а также соотношением разных потоков. Перемешивание имеет место, например, в случаях схождения или расхождения течений (или отдельных крупных струй в них). При схождении, в результате накопления вод, возникают подъем уровня и нисходящие движения, особенно значительные в тех местах, где сходятся воды теплого и холодного течений. Нисходящие движения происходят до тех глубин, пока плотность опускающихся вод не станет равной плотности окружающих; на этом уровне возникает горизонтальный отток вод. При расхождении течений уровень воды понижается; для компенсации его возникает подъем вод. Участки встречи течений именуется гидрологическими фронтами. Из них особенно сильно выражен так называемый полярный фронт между теплым Гольфстримом и холодным Лабрадорским течениями в Атлантическом океане и между теплым Курошиво и холодным Курильским — в Тихом океане.

В целом внутренний гидродинамический режим циркулярных течений оказывается достаточно сложным и активным. В нем происходит движение воды как в горизонтальной, так и вертикальной плоскостях, но с резко различной интенсивностью. Горизонтальные поступательные движения намного интенсивнее вертикальных (на 4—5 порядков). В то же время наблюдаются горизонтальные латеральные перемещения воды, перпендикулярные поступательному, — от берега в пелагиаль. Они выражены очень слабо, их интенсивность также существенно меньше горизонтального поступательного движения. Для понимания процессов седиментации эта особенность весьма важна; если в круговорот океанских течений с берега попадает каким-то образом осадочный материал, он гораздо энергичнее разносится в горизонтальном поступательном направлении, чем перемещается латерально от берега к центру водоема.

Так как океанские круговые течения охватывают большие по вертикали массы воды, то в прибрежных областях они пролегают вне шельфа, локализуясь над континентальным склоном, частью над ложем океана. Между ними и собственно берегом находится шельфовая площадка с глубинами в среднем 200—250 м. По напряженности гидродинамического режима область шельфа должна трактоваться, несомненно, в качест-

ве активной зоны, но с режимом, резко отличным от режима океанских циркулярных течений. Движения воды здесь вызываются приливами и отливами и переменчивым режимом ветра. Поэтому в шельфовой области существуют главным образом непостоянные течения быстро меняющихся направлений, а также локальные (в зоне пассатов) сгонно-нагонные. Вертикальное перемешивание воды этими течениями, а также штормовыми волнениями здесь интенсивное.

Причленение шельфовой зоны к циркулярным океанским течениям, о которых говорилось выше, упрощает общую схему активного режима океанских вод. Между 50° с. ш. и 50° ю. ш. она складывается из двух элементов. Первый — это меридиональная циркумконтинентальная зона, протягивающаяся вдоль побережья всех континентов с севера на юг и отвечающая их шельфу и началу континентального склона. Область ее действия — так называемые терригенные отложения, окаймляющие континенты. Второй элемент — широтный; он локализован в пелагиали и образует здесь три пояса океанских течений, связывающих меридиональные активные зоны: а) экваториальный, слагающийся из северного пассатного течения, экваториального противотечения и южнопассатного течения вместе взятых; б) северный, отвечающий западному течению, ограничивающему II халистазу в Тихом океане, и Гольфстриму (в широком смысле) в Атлантическом океане; в) южный, в который объединяются широтные части южных антициклонических колец и течения западных ветров.

2. Халистазы

В ячеи описанной циркулярной схемы как бы вставлены пелагические халистазы — области с существенно иным режимом. Основной признак халистаз — ослабление поверхностных течений, доходящее в центре порою почти до полной неподвижности воды (пример — Саргассово море в Северной Атлантике). При этом гидродинамическая система в антициклонических и циклонических халистазах неодинакова.

В халистазах, обрамленных антициклоническими круговоротами течений с их центростремительными силами, возникают конвергентные движения водной массы к центру халистазы. Здесь образуются избыточные накопления водных масс и опускание их на глубину. По периферии же конвергентных халистаз происходит подъем воды, компенсирующий опускание в средней полосе халистаз (Степанов, 1974). Так обстоит дело в пяти крупных субтропических халистазах Атлантического, Индийского¹ и Тихого океанов, обозначенных на карте знаками II и III; то же имеет место и в антициклонической халистазе Северного Ледовитого океана.

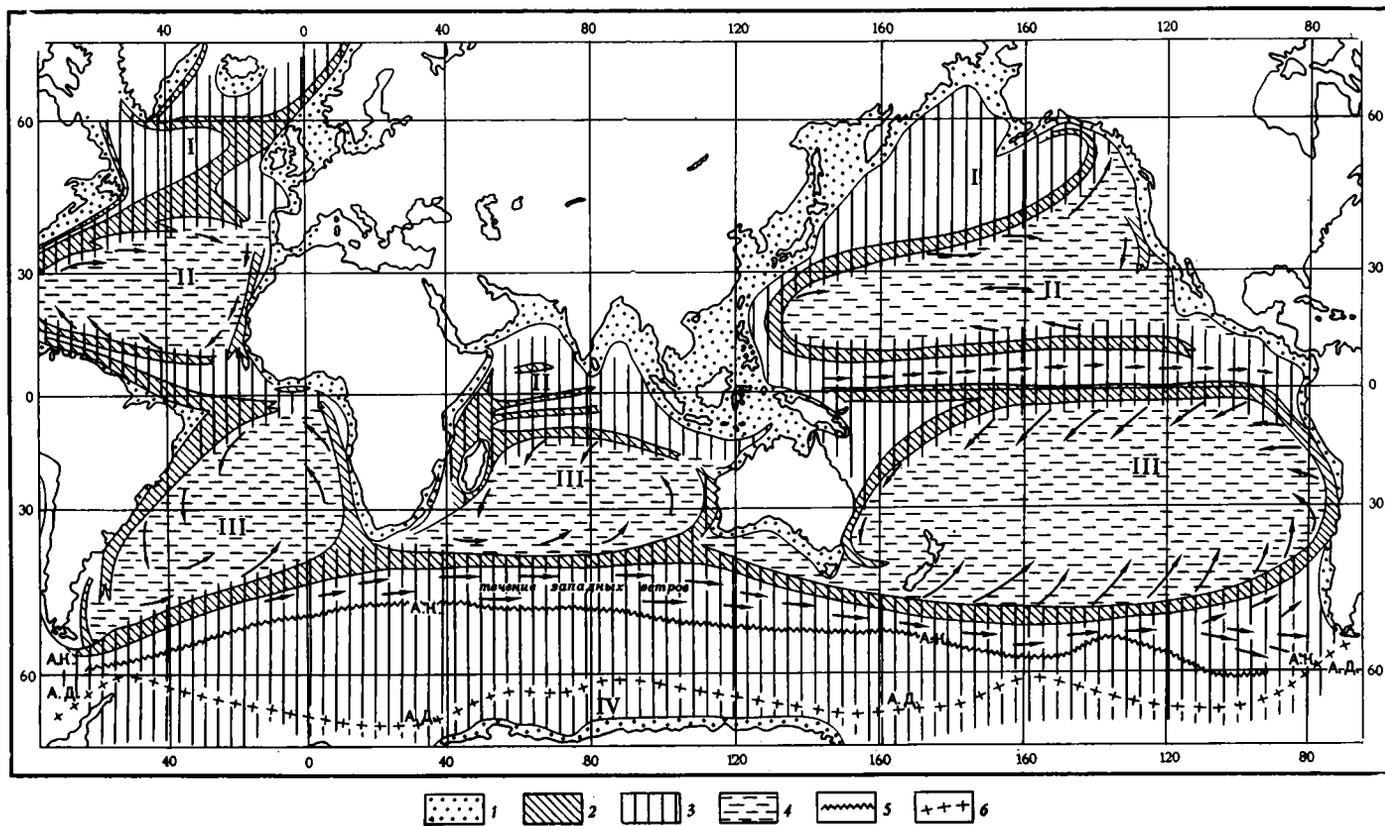
В циклонических круговоротах течений, обрамляющих халистазу, в воде возникают центробежные силы, вызывающие отток водной массы из центральных частей к периферии; в центре образуется динамическая ложбина, на пополнение которой идет вода из глубин (дивергенция), по периферии же халистазы, наоборот, возникает компенсационное погружение водных масс (Степанов, 1974).

Так обстоит дело в циклонических (или дивергентных) халистазах I и IV, а также в ограниченных по размерам циклонических экваториальных халистазах, образующихся при взаимодействии пассатных течений и экваториального противотечения.

Таким образом, при резко ослабленных движениях воды на поверхности халистаз, в них происходят характерные вертикальные перемещения водных масс.

Глубины, до которых происходит опускание вод в антициклонических халистазах и поднятие в циклонических, не одинаковы на разных широ-

¹ Халистаза II в Индийском океане не учитывается из-за своих малых размеров и изменчивости в году.



Фиг. 2. Климатические зоны и циркулярные течения в океанах
 1 — границы аридных зон; 2 — аридные зоны; 3 — теплые течения; 4 — холодные течения; 5 — антарктическая конвергенция; 6 — антарктическая дивергенция; I—IV — халистазы

тах. Так, «...вертикальное развитие экваториальной антициклонической системы в основном ограничивается поверхностной структурной зоной. Несколько глубже (до 500 м) ее влияние может сказаться в Тихом океане, где она отличается большой интенсивностью...». «Антициклонические круговороты вод сильно размываются в тропиках, почти целиком смещаясь в умеренные области. В промежуточной структурной зоне они располагаются примерно между 20—40° северной и южной широты, а в глубинной зоне в южном полушарии — даже между 30 и 50° ю. ш. Антициклонические системы значительно больше размываются в северном полушарии. В атлантике их удается проследить только в верхней части глубинной зоны, а в Тихом океане, судя по косвенным данным, антициклоническое обращение, по-видимому, захватывает всю массу глубинных вод». «Тропические циклонические системы получают значительное развитие только в восточных частях океанов... Их ложбины по обе стороны от экватора почти целиком размываются в пограничном слое, разделяющем поверхностную и промежуточную структурные зоны. Ниже едва заметные вертикальные движения можно обнаружить по характеру физико-географических полей... Влияние циклонических систем в восточно-тропических областях сказывается в основном до оси промежуточной структурной зоны (800—1000 м). В довольно слабой форме его можно проследить по картам геострофической циркуляции и более ярко — по физико-химическим свойствам вод, особенно по содержанию кислорода. Восходящими потоками в верхние слои выносятся воды промежуточной структурной зоны с пониженной температурой и содержанием кислорода, но с высокой концентрацией биогенных элементов». «Влияние антарктической циркумполярной и циклонических высокоширотных систем прослеживается вплоть до дна океана» (Степанов, 1974, стр. 105—106).

Из сказанного явствует, что мощности воды, участвующие в халистатических круговоротах циклонического и антициклонического типа, характерно изменяются в направлении от полюсов к экватору. Они максимальны в околополярных областях, где захватывают всю или почти всю толщу воды, и убывают в сторону низких широт; под экватором в халистатических круговоротах участвует лишь поверхностная зона.

Описанное изменение глубины халистатических круговоротов стоит в прямой связи с изменениями атмосферной горизонтальной циркуляции по меридиану.

«Антарктида — страна ураганных ветров: именно здесь находится полюс ветра. На Земле Адели средняя скорость ветра за 2 года составляет 70 км/час. Нигде на Земле таких высоких скоростей не наблюдалось. По наблюдениям в Мирном, в зимние месяцы число дней со штормом составляет 20—25 в месяц; нередко ураганные ветры со скоростью 100—150 км/час. Еще сильнее ветры в базисе Бангера, где они достигают скорости 150—200 км/час» (Лисицын, 1961, стр. 130). Неудивительно, что в приантарктической полосе вертикальное перемешивание захватывает всю толщу океанской воды до дна. С перемещением к северу, в низкие широты, средняя интенсивность ветров убывает и порождаемые ими движения воды в халистазах резко ослабевают, захватывая только поверхностную структурную зону или несколько глубже. По направлению к Арктике интенсивность ветров вновь усиливается и воздействие их делается более глубоким, захватывая промежуточную толщу и даже часть глубинной зоны.

Итак, области I и IV халистаз, в отличие от пяти субтропических (II и III), отличаются в целом достаточно высокой гидродинамической активностью и вертикальным перемешиванием воды, и потому их следует включить: халистазу I — в состав северного активного пояса, намеченного выше, а халистазу IV — в состав южного. В дальнейшем оба эти пояса будут трактоваться в таком расширенном против прежнего. (Страхов, 1976_a) объеме. Пассивными гидродинамически областями будем именовать лишь пять субтропических халистаз (II и III).

Очерченные таким образом пелагические гидродинамические пояса (фиг. 2) со значительным перемешиванием воды приблизительно отвечают пяти климатическим зонам. Северный пояс отвечает умеренному и холодному гумидному климату на широтах севернее 40° с. ш.; пассивные II и III халистазы — аридным субтропическим северной и южной зонам между 40 и 15° северной и южной широты; экваториальный активный пояс — гумидной тропической зоне от 15 — 12° с. ш. до 10° ю. ш.; южный гумидный — умеренной и холодной зоне халистазы IV южнее 40° ю. ш. Циркумконтинентальная активная зона пересекает все эти пелагические гидродинамические пояса.

3. Генезис гидродинамической зональности в поверхностном слое океана

Спрашивается, что создает описанную гидродинамическую зональность пелагической области океана? Так как она в общих чертах совпадает с локализацией гумидных и аридных зон, естественно искать причину в действии климата на водную массу океана. Но как конкретно представлять себе это действие? Разными авторами оно рисуется по-разному. А. П. Лисицыным оно изображается, например, так: «Баланс влаги в поверхностных слоях океана (испарение, выпадение атмосферных осадков) определяет распределение солёности. В свою очередь, в сочетании с температурой солёность определяет плотность и динамику вод (плотностные) течения. На динамику вод воздействуют также и ветры, возникающие как следствие барической неоднородности, т. е. в конечном счете неравномерного распределения тепла и влаги. Динамика вод определяет возникновение зон дивергенции. От плотности (определяемой температурой и солёностью) зависит положение скачка плотности, регулирующего поступление питательных элементов в слой фотосинтеза. Таким образом, в конечном счете первичная продукция и количество биогенного материала в океане (через сложную систему промежуточных звеньев) определяются сочетанием тепла и влаги» (Лисицын, 1974, стр. 36—37).

Это перечисление разных факторов, определяющих гидродинамический режим поверхностного слоя океанской воды, дано в столь общей, абстрактной алгебраической форме, что перейти от него к конкретной гидродинамической схеме, описанной в предыдущем разделе, невозможно. Сложная система промежуточных звеньев не раскрыта даже в самом первом приближении, анализ заменен итоговым термином «в конечном счете», который ничего не объясняет. В частности, невозможно понять, порождают ли ветры течения? Или только ускоряют существующие? Имеется ли у ветров какая-то своя функция, своя специфика, несводимая к градиентным движениям, присущим самой воде? Вспомним, что самые быстрые из циркулярных течений достигают $3,6$ — $7,2$ км/час. Между тем скорость атмосферных потоков может достигать 30 — 40 км/час и больше. Соприкасаясь с поверхностью океана, ветры могут, несомненно, передавать свою энергию и, не создавая, может быть, самостоятельного течения, все же содействовать ускорению уже существующих градиентных (плотностных), тепловых и хемогенных движений воды. Все это остается не рассмотренным.

Для получения более конкретного представления о генезисе гидродинамической активности поверхностного слоя океанской воды нужно иметь в виду, что климат — сложное природное явление и в нем присутствуют три стороны, или ингредиента: а) режим тепла; б) режим влаги; в) режим горизонтальных и вертикальных движений атмосферы на контакте с земной поверхностью.

На поверхность континентального блока и на водную поверхность океана эти ингредиенты действуют неодинаково. На блоке в жарком тропическом поясе воздушные приземные массы, богатые влагой, поднимаются вверх, охлаждаются и изливают потоки воды; возникает тропический влажный пояс и отвечающий ему гумидный тип литогенеза в его низкоширотной фации (или модификации). Севернее и южнее тропиков, на широте 15—40° с. ш. и 15—40° ю. ш., воздушные массы, освобожденные от влаги и охлажденные, опускаются и создают аридные климатические зоны с их барическими максимумами, пассатными ветрами и характерным осадкообразованием, названным мной аридным типом литогенеза. Севернее и южнее аридных зон воздушные массы, движущиеся из областей полярных барических максимумов, взаимодействуют с теплыми массами субтропического воздуха и образуют зоны циклонов, характеризующиеся избытком метеорологических осадков над испарением; возникает гумидная зона умеренных широт; здесь локализуется умеренно климатическая фация (модификация) гумидного типа литогенеза на суше. Около полюсов на континентальных участках (Антарктида, Гренландия и другие крупные острова), где развиты вечные льды и находится постоянный барический максимум, локализован ледовый тип литогенеза.

При резко выраженном влиянии на осадочный процесс континентального блока вертикальной циркуляции, обуславливающей режим тепла и влаги на разных широтах, действие горизонтальной составляющей циркуляции почти не проявляется. Объясняется это тем, что поверхность блока в решающей своей части (~80%) сложена твердыми породами, не поддающимися воздействию атмосферных движений. Поддаются им только водные массы в озерах и внутриконтинентальных морях, но возникающие в них течения одинаковы по своему характеру в водоемах гумидной и аридной зон и поэтому ничего дополнительного для характеристики аридного и гумидного типов литогенеза не дают.

В океанском секторе Земли дело обстоит иначе. Режим влаги, создаваемый здесь вертикальными движениями атмосферы, порождает легкое опреснение поверхностных вод в гумидных поясах и соответственно легкое осолонение поверхностных вод в аридных. Соседство двух зон с различающейся соленостью (и, значит, плотностью воды) порождает меридионально направленный барический градиент и соответственное движение воды. Сила Кориолиса отклоняет движение в северном полушарии вправо, в южном — влево, в результате чего вокруг полосы осолоненной воды возникают широтные круговороты, иначе говоря, формируются халистазы II и III с обрамляющими их течениями. Расчеты гидрологов показывают, однако, что скорости таких течений очень малы, порядка 1—3 см/сек (Толмазин, 1976). Резкое ускорение их до реальных природных скоростей достигается действием ветрового режима приземных частей атмосферы. Уже отмечалось, что на низких широтах, в субтропиках и тропиках, горизонтальная циркуляция приземных частей атмосферы в плане близко совпадает с барически вызванной циркуляцией в поверхностных водах океана (Степанов, 1974). Это именно и делает ветер важным фактором в создании поверхностных движений океанских вод, их циркулярно-халистатической системы.

Таким образом, если общий план системы закладывается и поддерживается вертикальной циркуляцией атмосферы, с ее режимом влаги и тепла на разных по меридиану участках поверхности океана, то «...за большие скорости течений ответствен ветер. Под его влиянием возникают не только верхние дрейфовые течения, но и глубинные. Энергия ветра накапливается в океане путем перестройки температуры и солености, а также при деформации свободной поверхности, что возбуждает в толще вод градиент давления — силу, поддерживающую течения» (Толмазин, 1976, стр. 80).

На умеренных и высоких широтах вертикальные движения атмосферы, порождающие зону циклонической деятельности, также создают (действием тепла и влаги) незначительные градиентные движения воды, которые резко ускоряются ветром. При этом если на низких широтах циркулярные движения атмосферы антициклонические, то на средних широтах они имеют циклонический характер. И если в халистазах II и III горизонтальные движения воды в циркулярных потоках порождают нисходящее движение воды (штопоробразное), то в циклонических системах умеренных широт (халистазы I и IV) оно имеет восходящий характер. Добавим, что в околополярных областях Антарктики и в Арктике холодные воды погружаются на большие глубины и порождают здесь меридиональные глубинные и придонные течения в направлении к экватору.

Таким образом, в то время как твердый субстрат континентального блока реагирует на климатический режим формированием трех четко выраженных климатических типов литогенеза — гумидного, аридного и ледового, жидкая водная масса Мирового океана отвечает возникновением на его поверхности системы разнообразных движений, которые в целом складываются в пять гидродинамически отличных поясов: тропический активный, два субтропических пассивных — к северу и югу от него (или, иначе, халистазы II и III) — и два гидродинамически активных — к северу и югу от 40° широты в области гумидного умеренного и холодного климата (халистазы I и IV).

Подчеркнем эту принципиальную разницу в воздействии климата на континентальном блоке и в океане. На блоке климат непосредственно влияет на осадкообразование, порождая его широтно расположенные литогенетические типы. В океане климат создает разнообразные движения воды, как горизонтальные, так и вертикальные, которые гомогенизируют основной солевой состав воды и тем самым определяют однотипность осадочного процесса: на всем протяжении по меридиану он сохраняет биогенно-терригенный характер. Вместе с тем климат порождает в поверхностных водах океана зоны с разной интенсивностью перемешивания, которые, не меняя однотипности океанского литогенеза, создают разные условия для жизни организмов: в одних — со значительным перемешиванием воды — благоприятные по пищевым ресурсам, в других — неблагоприятные. Тем самым они отражаются на интенсивности биогенной седиментации и придают ей составом организмов индивидуальную окраску.

III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖИЗНИ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОКЕАНСКОЙ ВОДЫ (0—100 м)

1. Связь с гидродинамической активностью

Биогенный компонент осадков за пределами шельфа формируется практически за счет планктона, в частности фитопланктона, этого первичного генератора органического вещества. С распределения общих его масс в воде мы и начнем.

Существует несколько приемов его изображения: распределение числа клеток фитопланктона в 100-метровом слое воды, распределение биомасс зоопланктона, распределение первичной продукции $C_{орг}$ за день. Все они дают близкие, хотя и не тождественные картины. Мы начнем с анализа карты распределения числа клеток фитопланктона в 100-метровом слое, заимствовав ее из работы В. В. Волковинского с соавторами (1972).

На этой карте (фиг. 3) бросаются в глаза, прежде всего, пять крупных участков в низких широтах океанов, отличающихся весьма малыми количествами клеток в литре воды ($< 10^2$), т. е. малой продуктивностью. Из сопоставления карт 3 и 2 видно, что эти участки отвечают пяти кон-

вергентным субтропическим халистазам II+III, особенно их более внутренним частям. Причины бедности кроются в гидродинамическом режиме указанных халистаз, который характеризуется, как мы знаем, погружением поверхностных вод в центральных частях халистаз. Поступление N и P в поверхностные воды здесь резко ослаблено и осуществляется главным образом латеральным сносом воды из периферических частей халистаз, точнее, из циркулярных течений, откуда приходят ничтожные остаточные массы питательных солей (Страхов, 1976_{a, б}).

Халистатические «пустыни» окружаются зонами с повышенным и высоким содержанием клеток — 10^3 — 10^4 и 10^5 на литр, т. е. с высокой продуктивностью. Эти зоны слагаются из циркумконтинентальной полосы и трех гидродинамически активных широтных поясов: северного, экваториального и южного.

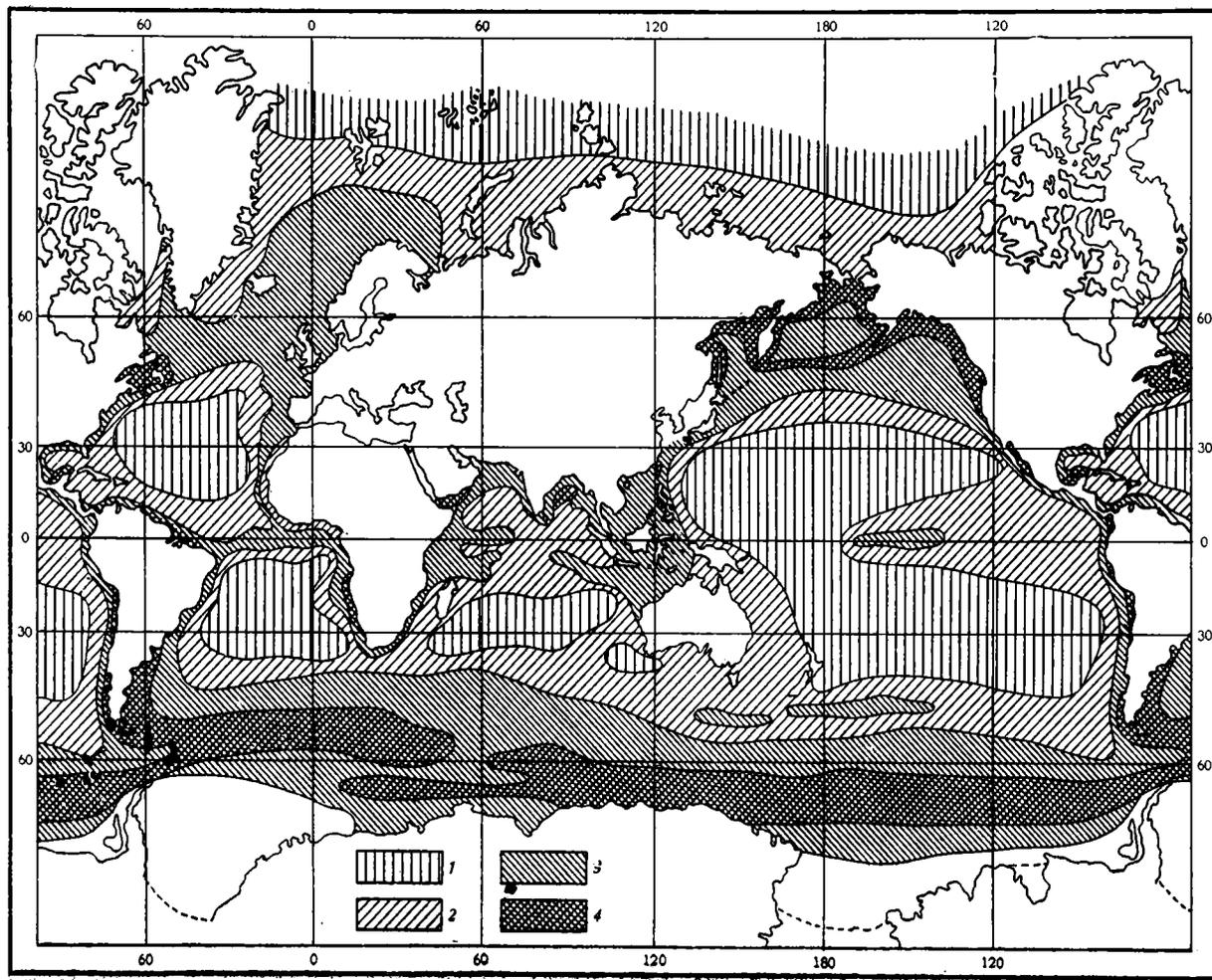
В северном Тихоокеанском и Атлантическом поясах число клеток измеряется тысячами на литр. Экваториальный пояс хорошо виден в Атлантическом и Тихом океанах; в Индийском океане он выражен фрагментарно: число клеток — сотни на литр, т. е. заметно (на порядок) ниже того, что в северном поясе. В южном поясе число клеток в литре максимально ($>10^4$).

Повышение количества фитопланктона в трех гидродинамически активных широтных поясах связано именно с их активностью, обуславливающей более или менее интенсивное вертикальное перемешивание воды и поступление снизу в зону фотосинтеза питательных солей P и N.

Вспомним, что в осевой части халистазы I, входящей в северный полюс, дивергентный гидродинамический режим обуславливает поднятие глубоких вод, богатых P, N, SiO₂, а большая амплитуда колебаний температуры в году, создавая глубокое сезонное перемешивание, содействует дальнейшему проникновению этих соединений вверх. Местами глубинные воды временно просто выходят на поверхность (участки дивергенций). В антарктической халистазе IV, входящей в южный пояс, круглогодично существует обширная дивергенция. В экваториальном поясе имеются, как известно, и циклонические, и антициклонические участки ограниченных размеров, неустойчивые в течение года. Незначительность циклонических систем в сочетании с температурным режимом, отличающимся малыми амплитудами, обуславливает здесь существенно меньшее перемешивание воды и отсюда — обедненность фитопланктона зоны фотосинтеза. К тому же биомасса смещена в восточную часть пояса, куда смещены и малые циклонические системы.

Внутри активно перемешиваемых зон интенсивность развития фитопланктона, однако, значительно варьирует от места к месту. Так, максимальные содержания его приходится на северо-западное побережье Северной Америки, зону Алеутских островов, Берингово и Охотское моря, Ньюфаундлендскую банку, северо-восточное побережье Северной Америки и его юго-восточную часть, почти все западное побережье Африки, особенно юго-запад ее, ряд участков Перуанского побережья Южной Америки. Причиной «цветения» планктона на этих участках является повышенное, сравнительно с другими, вертикальное перемешивание воды.

В частности, площадь Ньюфаундлендской банки приходится на стык холодного Лабрадорского течения и теплого Гольфстрима. На юго-западном побережье Африки и Южной Америки участки высокого содержания планктона отвечают местам развития сгонных ветров и поднятия (апвеллинга) в зону фотосинтеза глубинных вод, богатых P и N. Подчеркнем, что «районы цветения» планктона на участках апвеллингов и сгонных ветров на побережье Африки и Америки, столь богатые планктоном, приходится на типично выраженную аридную зону и находятся в близком соседстве (к западу) с «биологической пустыней» в аридных же халистазах II и III. Аридность климата в прибрежной зоне не тормозит развития фитопланктона только потому, что гидродинамический режим



Фиг. 3. Количественное распределение клеток фитопланктона в поверхностных водах Мирового океана (среднее для слоя 0—100), по В. В. Волковинскому и др., 1972

Количество клеток в 1 литре воды: 1 — менее 10^2 ; 2 — от 10^2 до 10^3 ; 3 — от 10^3 до 10^4 ; 4 — более 10^4

здесь с активным перемешиванием воды, а не пассивный, как в аридных халистазах. Примат гидродинамического режима над климатическим здесь совершенно очевиден!

Другим районом, где столь же несомненен этот примат, является Индийский океан. От северных берегов до 40° ю. ш. он расположен практически в аридной зоне, за исключением небольшого участка на северо-востоке. Но в то время как юг океана в пределах малоподвижной аридной халистазы III весьма беден планктоном (<100 клеток на литр воды), в северной части, непрерывно волнуемой и перемешиваемой муссонными ветрами, количество клеток измеряется, как минимум, сотнями на литр, т. е. на порядок выше, а в циркумконтинентальной полосе — даже тысячами и десятками тысяч, т. е. на два порядка выше.

Из изложенного видно, что в основе распределения клеток фитопланктона в поверхностном слое (0—100 м) океанской водной толщи лежит его гидродинамический режим: **клеток больше там, где более активны движения воды в горизонтальной и особенно в вертикальной плоскости, т. е. ее перемешивание.** Климат же под разными широтами таков, что там, где гидродинамически обусловленное перемешивание уже имеет место (северный и южный пояса — халистазы I и IV), оно усиливается имеющимся здесь режимом температур — значительной их годовой амплитудой, а там, где гидродинамическое перемешивание ослаблено (халистазы II и III), температурный режим с очень малой годовой амплитудой температур и плотностей содействует еще большему его ослаблению. Но сами по себе, вне гидродинамического режима, аридность или гумидность климата никакого влияния на количественное развитие планктона не имеют.

И понятно почему: ведь атмосферные осадки, как указывалось выше, не несут с собой растворов питательных солей, и потому увеличение дождей в гумидных зонах и убывание в аридных не оказывают ни положительного влияния на продуктивность в первых, ни отрицательного во вторых.

Совершенно такую же трактовку можно найти в трудах В. Г. Богорова. «Известно,— пишет он,— что температура воды влияет на расположение, скорость роста и другие процессы жизнедеятельности. Однако и в холодных водах полярных морей, и в теплых водах тропической области имеются районы с высокой и малой биологической продуктивностью, зависящей от организмов, условий проникновения света в воду, обилия питательных солей и перемешивания вод» (1967, стр. 847; подчеркнуто мною.— Н. С.).

Особенно большое значение В. Г. Богоров придавал перемешиванию воды, ибо «...речной внос питательных солей в океан составляет менее 1% необходимого запаса питательных солей, все остальное подается из нижних слоев океанской воды». Вот почему «...разработка теории биологической продуктивности океана выдвинула на первое место процесс удобрения слоя фотосинтеза за счет перемешивания вод» (там же, стр. 646; подчеркнуто мною.— Н. С.). Это основной и общепризнанный принцип гидробиологии в разделе, касающемся продуктивности.

«Среди важнейших условий, способствующих подъему глубинных вод к поверхности,— по В. Г. Богорову,— находятся сгонные ветры, циклонические круговороты, дивергенция, сезонные перемешивания вод. Штормовые условия также содействуют перемешиванию вод... Муссонная циркуляция создает чередующуюся по сезонам благоприятную обстановку для подъема глубинных вод к поверхности.

Течения содействуют перемешиванию вод. При этом особенно богаты жизнью районы стыка теплых и холодных течений (полярный фронт).

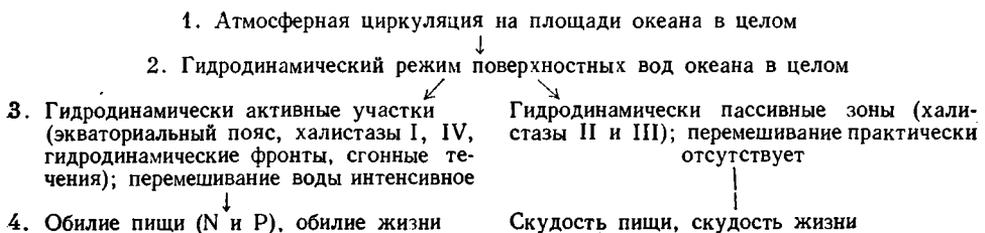
Циклонические круговые течения вызывают подъем глубинных вод и значительное обогащение питательными веществами слоя фотосинтеза. Подъем глубинных вод в результате дивергенции существует повсемест-

но. В тропической области дивергенция осуществляется на громадном пространстве в центральной части океанов» (там же, стр. 845).

Все перечисленные обстановки перемешивания вод в максимальной степени реализуются на участках океана, названных мною гидродинамически активными, в наименьшей — в областях гидродинамически пассивных — халистазах II и III. Эта закономерность и видна на рассмотренной выше карте (см. фиг. 3). Поэтому общей формулой, резюмирующей распределение продуктивности фитопланктона в океане, будет такая: **наибольшая продуктивность приурочена к гидродинамически активным зонам, хотя и варьирует здесь по величине в зависимости от локальной интенсивности перемешивания воды; наименьшая размещается в гидродинамически пассивных областях, также испытывая локальные изменения.**

Иначе трактует дело А. П. Лисицын. Он, конечно, не отрицает роли вертикального перемешивания в местах, где это уже слишком очевидно, например, в зонах арктической дивергенции, и в пределах полярных фронтов. Но когда дело доходит до общей формулировки закономерности, контролирующей продуктивность, А. П. Лисицын выдвигает не гидродинамический режим океана, а климат — климатическую зональность. «Три широтных пояса высоких содержаний фитопланктона, — пишет он, — пространственно совпадают, как видно, с гумидными зонами. Минимальные значения выявляются в аридных и ледовых зонах» (1977, стр. 10). Эта формула неверна, прежде всего, чисто фактически, ибо высокие содержания клеток показаны на фиг. 3 в северной муссонной части Индийского океана, относящейся, по А. П. Лисицыну, к аридной зоне (1974, фиг. 11, А). То же по западным окраинам Африки и Южной Америки, где в аридной же полосе развиты апвеллинги; то же и в айсберговой зоне вокруг Антарктики (по его определению, «ледовой»), непосредственно у побережья на пространстве от 0 до 180° з. д. (см. выше). Но еще более неверна она в принципиальном плане. В самом деле, формула А. П. Лисицына объективно — хочет он того или не хочет — по смыслу своему связывает продуктивность фитопланктона с режимом атмосферной влаги: там, где влаги выпадает много и больше, чем испаряется (гумидные зоны), продуктивность высокая, там, где ее выпадает мало и меньше, чем испаряется, — продуктивность малая. Но такой связи, как мы знаем, нет и не может быть, ибо метеорные осадки не содержат уловимых концентраций N и P и на продуктивность не влияют и влиять не могут.

И хотя пространственно гумидные пояса в общем близко (но не точно!) отвечают активным гидродинамическим зонам, а аридные — пассивным (халистазы II и III), все же заменять в общей формулировке продуктивности характер гидродинамического режима на тип климата — значит лишать формулу реального содержания. Ибо фактор, реально обеспечивающий поступление питательных для планктона солей (N и P), — перемешивание воды — замещается фактором, лишенным такой функции, — режимом влаги. Вместе с тем нарушаются реальные связи природных явлений в их общей цепи. Цепь эта выглядит так:



В игнорировании этих связей при анализе осадочного процесса и заключается ошибка А. П. Лисицына. Она отнюдь не второстепенная, а принципиальная, ибо дело идет об указании реального источника питательных солей N и P для фитопланктона и жизни вообще. В формулировке же А. П. Лисицына этот источник указывается неверно.

2. Биологическая неоднородность зоны планктона

В предыдущем мы рассматривали количество клеток фитопланктона в верхних 100 м воды как некую безликую массу, однородную по своему составу. Но в действительности она достаточно разнородна по самым разнообразным направлениям. Прежде всего к ней причленяется зоопланктон, биомасса которого в каждый данный момент больше (иногда многократно) биомассы (но не продуктивности!) фитопланктона. Хотя общая схема распределения биомассы зоопланктона сходна с распределением числа клеток фитопланктона, имеются и различия. В то время как у фитопланктона наиболее высокие градации содержаний приурочены к высоким широтам южного полушария, максимальные градации зоопланктона приходятся на высокие северные широты. Резче и почти повсеместно выражена у зоопланктона циркумконтинентальная прибрежная полоса обогащения, особенно вдоль Северной и Южной Америки, западного побережья Африки. Вблизи дивергенции в экваториальной полосе наблюдается весьма характерное соотношение биоформ: непосредственно в зоне дивергенции максимально обитает растительный планктон, в сторону от него — растительный зоопланктон; еще дальше в сторону — макропланктон; за ним — скопления крупных рыб. Очень характерна пространственная дифференциация некоторых крупных биологических групп. Так, по определениям Т. В. Беляевой (1963), в осадках субтропических халистаз Тихого океана, бедных питательными солями, диатомей не встречаются совсем либо единичны, тогда как на участках активного гидродинамического режима с обильной пищей они часты или встречаются в массе. Места, недоступные диатомеям по пищевым ресурсам, занимают известковывделяющие организмы, что обуславливается, видимо, их меньшей потребностью в пищевых ресурсах. Так, в субтропических конвергентных халистазах, где в осадках (и во взвеси) диатомей единичны, кокколитофориды встречаются в северной халистазе в количестве 3170 клеток на 1 м³ воды, в южной — 15 500 (Семина, 1977); в экваториальной зоне число клеток — 293 340 на 1 м³. Иными словами, хотя известковывделяющие формы в конвергентных халистазах и убывают, убыль эта далеко не так резка, как у диатомей. То же у фораминифер. Если количество их в водах аридных зон (халистаз II и III) принять за единицу, то в соседних с ними гумидных зонах (умеренных и экваториальных) оно возрастает в 2—10 раз, а высокоширотных (приантарктических) сокращается в десятки раз.

Кроме известковывделяющего и кремневого планктона существует еще бесскелетный планктон (перидиней и др.), количественное распределение которого в верхнем слое воды также неравномерно и реагирует на пищу. Все это создает сложную внутреннюю структуру той биогенной взвеси, которая обитает в верхнем слое океанской воды. К этому нужно добавить еще одну особенность, которую В. Г. Богоров назвал одной из характернейших: «...пятнистость распределения биомассы планктона в пределах каждого крупного океанического района, обусловленная мелкими или значительными местными условиями перемешивания вод, обычно в результате неравномерности сил в поле ветра» (Богоров, 1974, стр. 232; подчеркнуто мною. — Н. С.).

А. П. Лисицын (1966), базируясь на карте продуктивности фитопланктона за год, опубликованной Ф. Гесснером в 1959 г., и на отношениях Si/C в разных зонах, построил карту продуктивности диатомей. Она

оказалась очень схожей с картой числа клеток. Это не удивительно, ибо диатомеи образуют в среднем главную массу планктона (>70%). Карты для известкового и бесскелетного планктона пока отсутствуют.

3. Динамика растворения скелетов организмов при падении через толщу воды

Непрерывно отмирая и непрерывно же восстанавливаясь, биогенная взвесь падает ко дну, в большей или меньшей степени при этом минерализуясь, растворяясь, и, наконец, остатки ее захороняются на дне, формируя биогенные компоненты отложений: $C_{орг}$, SiO_2 , $CaCO_3$. Для дальнейшего существенно выяснить, как происходит минерализация (или растворение) этих компонентов при падении, ибо это помогает понять карты распределения их в осадках.

В настоящее время выяснено, что существует два типа разложения (растворения) биогенных компонентов. Первый свойствен $C_{орг}$ и SiO_2 . У обоих растворение (или минерализация) начинается с самого же верха водной массы и максимальными темпами идет в верхних 75—100 м воды, ниже — все более затухает и у дна на больших глубинах едва теплится. Результат такой динамики распада (M) описывается формулой

$$M = \frac{KM_0}{h},$$

где M_0 — масса живого вещества в планктонной пленке над данной площадью (точкой) дна; h — мощность наддонной воды; K — коэффициент пропорциональности.

На профиле от берега к центру халистаз исходная величина M_0 в каждой отдельной точке зоны активного гидродинамического режима, как мы знаем, больше M_0 в точках над халистазами. Величина же h в активной зоне всегда меньше соответствующей величины в области халистаз; отсюда массы M , достигающие дна и входящие в состав осадка, в зоне активного гидродинамического режима всегда больше (и в ряде случаев значительно), чем соответствующая величина в области халистаз. Вот почему циркумконтинентальная зона повышенной биомассы и продуктивности биоса и «биологическая пустыня» в халистазах неизбежно должны найти адекватное отражение в содержаниях $C_{орг}$ и SiO_2 в океанских отложениях. То же относится к северному, экваториальному и южному широтным поясам. Их продуктивность (биомасса) в планктонной пленке (M_0) выше, чем продуктивность в халистазах, толща же наддонной воды либо равна по мощности толще халистической, либо меньше ее. В обоих случаях масса компонента, достигающая дна и входящая в состав осадка, в широтных поясах будет больше, чем в осадках халистаз.

Благодаря такому ходу распада карта содержаний $C_{орг}$ и SiO_2 в осадках должна более или менее правильно воспроизводить карту годовой продукции их в зоне фотосинтеза, быть как бы проекцией ее на дно, несколько деформированной усиленным разрушением этих компонентов в пелагиали сравнительно с циркумконтинентальной зоной, где поступающий из планктонной пленки материал сохраняется в большей степени.

Иначе обстоит дело с растворением $CaCO_3$. Эта соль в океане пересыщает или (в высоких широтах) насыщает верхние 1000—1500 м, и потому в этом интервале раковины организмов не растворяются. Недосыщение наступает только ниже 1500 м, а с ним и растворение, но оно невелико, так как и недосыщение очень слабое (2—5%). Резко усиливается оно лишь с глубины 3700 м, и, начиная с глубины 4500 м, углекислый кальций на дно уже не поступает. Такой ход растворения порождает сильную зависимость процентных содержаний (и абсолют-

ных масс) углекислого кальция от рельефа дна; его много на глубинах, меньших критических (<4500), и практически нет на глубинах >4500 м. Карта распределения CaCO_3 на дне неизбежно становится пестрой, лоскутной и в целом теряет связь с распределением его в планктонной пленке. Сохраняется она лишь на участках с глубинами <4500 м.

Знание особенностей динамики растворения разных биокomпонентов позволяет критически проанализировать существующие карты $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 и CaCO_3 в осадках с точки зрения их связи с характером гидродинамического режима разных участков океана.

IV. О СВЯЗИ СОДЕРЖАНИЙ БИОКОМПОНЕНТОВ В ОСАДКЕ С ГИДРОДИНАМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ ОКЕАНА

1. Органический углерод

Для $\text{C}_{\text{орг}}$ до сих пор нет карт абсолютных масс или скоростей накопления в г/см^2 за 1000 лет, а есть только карты процентных содержаний. Но на Японском профиле в Тихом океане было показано (Страхов и др., 1973), что процентные содержания изменяются параллельно с абсолютными массами, и потому мы можем пользоваться для наших целей картами процентных содержаний; то же подтвердилось позже и на Калифорнийском профиле.

В Атлантическом океане² минимальные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ ($<0,25\%$) приурочены к центральным частям северной и южной его половин. Они отвечают халистазам, т. е. областям малой интенсивности перемешивания поверхностных вод, но несколько уменьшены по площади и сужены. Зона минимумов оконтуривается со всех сторон переходной полосой содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ — от 0,25 до 0,5%. По периферии океана, в циркумконтинентальной зоне, локализованы наибольшие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,5—1% и $>1\%$. Вторая градация распространена с прибрежной стороны первой локально: вблизи Ньюфаундлендской банки и на некоторых участках Африканского побережья, особенно в западной и юго-западной частях его. Это, как мы знаем, области повышенного перемешивания. В экваториальной зоне прослеживается не сплошная полоса, а только три пятна содержаний 0,5—1%, так что об экваториальном поясе говорить можно лишь условно. Южный пояс практически не установлен.

Аналогичные соотношения наблюдаются и в Тихом океане. На карте $\text{C}_{\text{орг}}$ бросаются в глаза прежде всего две огромные области с содержаниями $<0,25\%$. Одна лежит между 10 и 30° с. ш., другая, южная, — между 5—10° ю. ш. и 60° ю. ш. Первая отвечает области наименьшей продуктивности фитопланктона в северной антициклонической халистазе II, вторая — полосе наименьшей продуктивности в южной халистазе III. Между двумя зонами минимума $\text{C}_{\text{орг}}$ в пелагиали океана располагается экваториальная зона с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,25—0,50%. Она имеет вид раздваивающегося клина, идущего с востока на запад, вместо одного широкого клина на карте числа клеток; максимум $\text{C}_{\text{орг}}$ располагается на востоке.

В циркумконтинентальной зоне по западному и восточному побережьям океана содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадке увеличено, образуя две, местами три, концентрических полосы: 0,50—1,0 и 1—1,5%, кое-где маленькими участками даже 1,5—2%. В рельефе дна эти периферические полосы отвечают краю океанического дна, глубоководным желобам, континентальному склону.

Беря распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ в океане в целом, подчеркнем его основную характерную черту: резко выраженное тяготение органического веществ-

² По недостатку места карты $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 не публикуются; см. их в «Проблемах геохимии современного океанского литогенеза» (Страхов, 1976с).

ва к сравнительно неширокой циркумконтинентальной зоне и сильное оскудение его на широких пространствах пелагиали. Эта черта была особенно подчеркнута в недавней работе Е. А. Романкевича (1977) в качестве наиболее характерной для $S_{орг}$. Пересчитав на $t/км^2$ за год массы $S_{орг}$ за голоцен, рассчитанные в 1974 г. Д. Е. Гершановичем с соавторами для основных структурных единиц океана, получим, что на шельфе откладывалось $0,9 t/км^2$ за год, на континентальном склоне — $4,3 t/км^2$ и на океанском ложе — всего $0,021 t/км^2$.

Если исключить область к югу от 40° ю. ш., то на остальной, подавляющей части океана обнаруживается достаточная аналогия распределения $S_{орг}$ в поверхностном слое осадка продуктивности планктона и числа клеток в планктонной зоне. Поскольку же две последних черты, как показано выше, целиком определяются гидродинамическим режимом поверхностных вод, очевидно, что и распределение $S_{орг}$ в поверхностном слое осадка контролируется тем же фактором. Различия сопоставляемых карт здесь вызваны, думается, главным образом неодинаковой длительностью сопоставляемых явлений. Карта продуктивности — это моментальный снимок явления, карта $S_{орг}$ — суммарное выражение распределения за тысячи лет, в течение которых картина продуктивности несомненно несколько менялась. Эту разную длительность всегда необходимо иметь в виду при сопоставлениях моментальных снимков современности с картами осадков (в процентной форме).

Причина того, почему на высоких широтах южного полушария, там, где количество клеток велико, содержания $S_{орг}$ в осадках очень низки, пока не ясна. Во всяком случае она не гидродинамическая, а, вероятно, биологическая. Если диатомовый планктон здесь обладает очень высоким отношением $Si/C=7-8$, то биогенной кремнекислоты на высоких широтах накопится много, а органического вещества — гораздо меньше; к тому же при падении ко дну оно разлагается быстрее, чем растворяется SiO_2 . Отсюда и возникает непонятное, на первый взгляд, сочетание диатомового ила с мизерным количеством $S_{орг}$.

2. Аутигенный кремнезем

В работах 1966 г. А. П. Лисицын (1966; Лисицын и др., 1966) следующим образом изобразил схему и механизм распределения кремнезема в океанских отложениях: «Только в строго определенных местах Мирового океана существуют особые условия циркуляции — поступление глубинных вод к поверхности (дивергенция). Грубо говоря, существуют три основных глобальных зоны дивергенции: наиболее ярко выраженная антарктическая, дивергенция северного полушария (выраженная гораздо слабее, особенно в Атлантическом океане) и, наконец, экваториальная. Кроме этих основных планетарных зон имеются еще и местные области поднятий вод у берегов материков (западное побережье Африки, Южной Америки, Австралии и т. д.)» (Лисицын, 1966, стр. 60).

«Если сопоставить положения основных зон подъема вод, которыми обеспечивается подача все новых и новых запасов питательных солей к поверхности, с зонами пышного развития диатомовых и обогащения взвеси аморфным кремнеземом, то можно заметить очень близкое сходство» (там же, стр. 60).

«Несмотря на сильное растворение взвешенного (биогенного.— Н. С.) кремнезема при осаждении, кремнистые пояса, обнаруженные на поверхности океана, всюду прослеживаются до дна, при глубинах в 5 км и более. При этом поверхностного слоя донных осадков или, другими словами, придонного слоя воды достигает $1/10-1/100$ часть количества кремнезема, продуцированного на поверхности» (там же, стр. 87; подчеркнуто мною.— Н. С.).

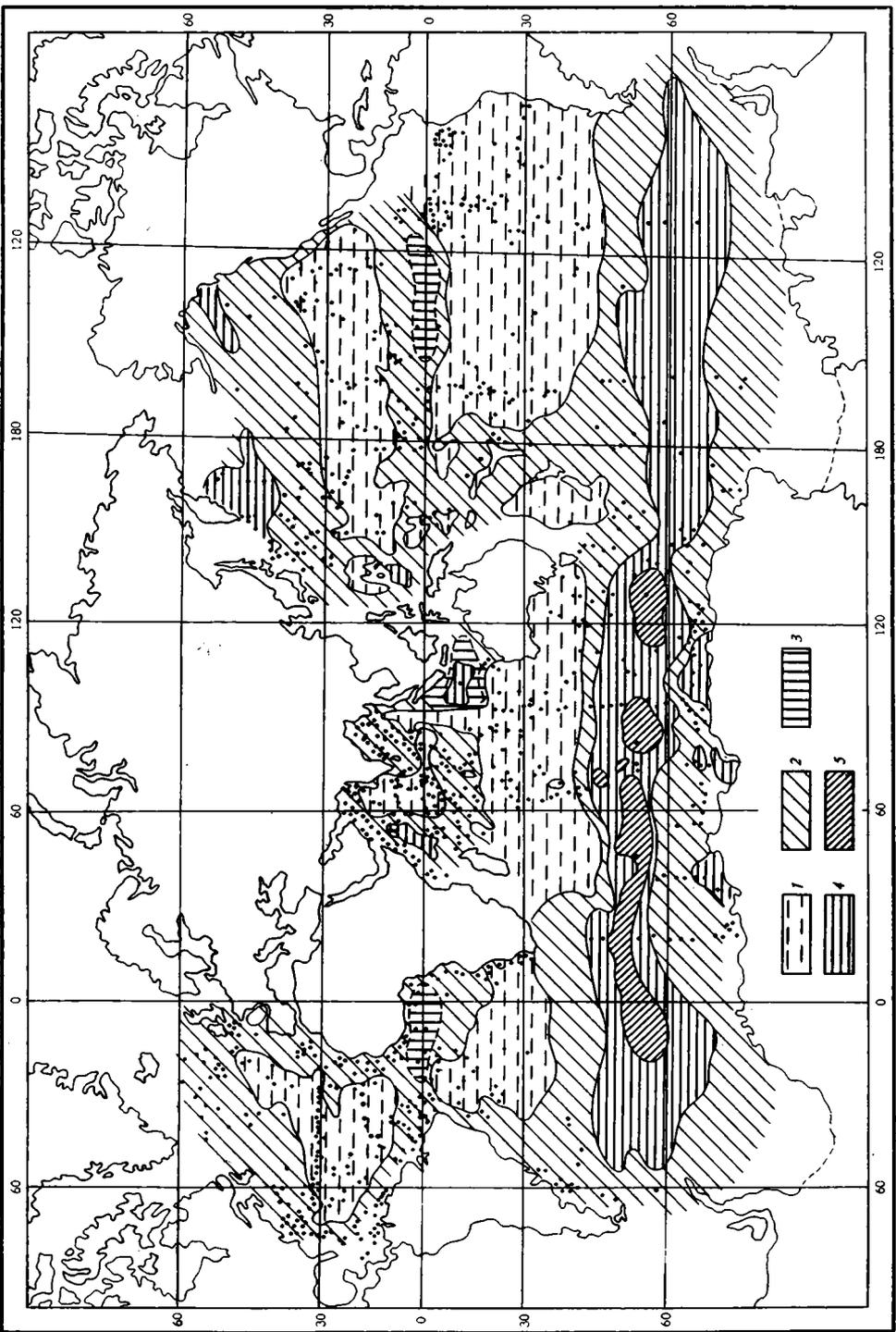
Трудно изобразить более отчетливо роль гидродинамического процесса в формировании современных океанских кремнистых отложений, чем это сделано в приведенной цитате.

В 1977 г. А. П. Лисицын опубликовал карту (фиг. 4) скоростей седиментации SiO_2 в г/см^2 за 1000 лет во всех трех океанах. На ней также выступает гидродинамическая зональность, но уже слабее, чем в схеме 1966 г. Очень отчетливо видна зона, связанная с антарктической дивергенцией, и более слабо — с северной дивергенцией; совсем не выдается полоса экваториальная. Кремненакопление здесь находится на уровне всего $0,01—0,1 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет, так что для более четкого проявления экваториального пояса А. П. Лисицын применил специальный прием графического усиления. Градацию $0,01—0,1 \text{ г/см}^2$ он разбил на две: $0,01—0,05$ и $0,05—0,1 \text{ г/см}^2$. Первый интервал он не использовал вообще, а второй показал только в экваториальной полосе, опустив в циркумконтинентальной зоне, причем показал жирным шрифтом, как для более высоких градаций. При беглом просмотре карты получается, конечно, впечатление обогащенности кремнеземом экваториального пояса сравнительно с циркумконтинентальной зоной, чего в природе нет.

Таким образом, четкость поясов на карте абсолютных масс без специальной «ретушировки» экваториального пояса уменьшена по сравнению со словесной схемой, процитированной выше. Вместе с тем на карте выявляется ряд новых черт кремненакопления. Очень ясно обрисовываются минимальные скорости ($<0,01 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет) во всех пяти халистатических областях, с небольшими отклонениями от очертаний современных халистаз. Бедность SiO_2 здесь вполне закономерна. Гидродинамически халистазы II и III — это области пассивного режима с весьма ослабленным, практически отсутствующим вертикальным перемешиванием воды. Оно заменяется здесь латеральным сгоном воды из периферических областей халистаз и прилегающих циркулярных течений. Сгоняемые воды содержат ничтожные остаточные массы N и P после утилизации их в течениях и потому генерируют ничтожные массы фитопланктона.

Халистатические области в Атлантическом океане, Тихом и в северной части Индийского океана окружены полосами или участками более высоких скоростей кремненакопления в $0,01—0,1 \text{ г/см}^2$ за 1000 лет, отвечающими периферической части халистаз и циркумконтинентальной гидродинамически активной зоне. В некоторых местах, впрочем, минимальные значения SiO_2 показаны непосредственно у берега. Такое явление обусловлено в одних случаях недостатком данных, в других — пропуском их; последнее касается почти всей прибрежной части Тихого океана вдоль Южной Америки. В области, отвечающей, например, прибрежью Центральной Америки, на карте К. Бострома с соавторами (Bostrom et al., 1973) показаны высокие скорости седиментации SiO_2 ($>150 \text{ мг/см}^2$), не учтенные А. П. Лисицыным. На карте осадков Тихого океана, опубликованной в 1973 г., слабокремнистые осадки (SiO_2 5—30%) показаны на участке от экватора до 20° ю. ш. у Южной Америки; они также пропущены. Еще важнее то, что полностью пропущено на карте циркумконтинентальное накопление на северо-западе Тихого океана — в морях Беринговом, Охотском и Японском. Учитывая, что процентные содержания SiO_2 здесь значительны и велики (до 50% и выше), а также то, что скорость осадконакопления также выше, чем в северном широтном поясе: от 30 до 100 мм и >100 мм за 1000 лет (тогда как в северном широтном поясе от 10 до 30 мм за 1000 лет), следует считать северо-западный участок циркумконтинентальной зоны весьма интенсивно кремненакопляющим, вероятно даже больше, чем в северном поясе.

Хотя карта абсолютных масс SiO_2 (Лисицын, 1977) еще не доделана до конца и содержит пропуски, она ценна, ибо конкретнее, богаче словесной схемой 1966 г. На карте появились новые крупные области кремнена-



копления, причем каждая из них отличается одновременно как градами содержаний SiO_2 , так и интенсивностью гидродинамического режима в разных формах, особенно вертикального перемешивания воды. Эти области выстраиваются в ряд: халистазы II и III, с минимальными содержаниями SiO_2 и ничтожным вертикальным перемешиванием (точнее, сгоном воды из периферии халистаз) → циркумконтинентальные зоны с большим содержанием SiO_2 и с более активным гидрологическим режимом → широтные пояса — экваториальный, северный и южный — все с большим кремненакоплением и большей гидродинамической активностью; именно в этих поясах «работают» дивергенции всевозрастающей силы. Отмеченный параллелизм ускорения кремненакопления и активизации гидродинамического режима и, в частности, перемешивания является исключительно важной и интересной чертой карты абсолютных масс (Лисицын, 1977), ибо делает ее насквозь гидродинамической. И если словесную характеристику 1966 г. можно назвать только самой общей схемой работы гидродинамического процесса в океанском кремненакоплении, то карту 1977 г. следует трактовать как конкретную и сложную пространственную модель гидродинамической генерации кремнистых отложений, полученную чисто эмпирическим путем.

Принцип модели простой. С изменениями гидродинамического процесса, т. е. с интенсификацией или ослаблением вертикального перемешивания воды, усиливается или ослабевает кремненакопление на участках дна, отвечающих им.

Должен сказать, что мне абсолютно непонятно, почему, дважды (1966 и 1977) создав настоящие гидродинамические схемы кремненакопления, А. П. Лисицын дважды же объявляет их климатическими. Что это: редкий в науке случай, когда исследователь, выполнив работу, превратно понимает генетический смысл сделанного? Или сознательная насильственная подгонка фактов под исповедуемую им генеральную климатическую концепцию океанского литогенеза? Ответ увидим ниже.

«Более детальные карты, составленные мною для Антарктиды и ее отдельных районов (в абсолютных массах), показывают, — пишет А. П. Лисицын, — что в этом поясе на поверхности могут быть любые системы течений, циклонические и антициклонические, и во всех случаях происходит обогащение осадков, характерное для этой зоны» (1977, стр. 12). Этот пример — по мысли моего оппонента — должен доказывать отсутствие связи между гидродинамическим режимом поверхностных вод и продуктивностью фитопланктона. Упускается из виду, однако, что воды, вынесенные вверх огромной антарктической дивергенцией, широко разливаются к северу от нее, на пространстве между дивергенцией и антарктической конвергенцией; они-то и обуславливают обилие жизни на большом пространстве, превращая южный пояс в своеобразный садок; большие годовые колебания t° поддерживают глубокое перемешивание и дополнительную подачу питательных солей в зону фотосинтеза. Внутри садка на фоне обилия пищи в принципе могут существовать локальные дивергенции и конвергенции, которые не оказывают заметного влияния на продуктивность. Но все же карта скоростей накопления SiO_2 в южном поясе резко неоднородна. На фоне малых и средних градаций отчетливо вырисовываются ряд пятен градаций больших, как непосредственно у побережья Антарктики, так и вдоль широты 60° . Чем же вызвана эта пятнистость, если оставить в стороне гидродинамический режим южного пояса?

Фиг. 4. Абсолютные массы аморфного кремнезема в донных отложениях Мирового океана ($г/см^2$ за 1000 лет), по А. П. Лисицыну, 1977

1 — менее 0,01; 2 — 0,01—0,1; 3 — 0,05—0,1 (выделено только в экваториальной зоне); 4 — 0,1—0,5; 5 — более 0,5. Точками показаны станции

А. П. Лисицын хранит поэтому поводу молчание, и это обесценивает его возражение. Ответ нужно искать в указании В. Г. Богорова о «пятнистости распределения планктона, обусловленной местными условиями перемешивания вод в результате неравномерности сил в поле ветра» (см. стр. 17).

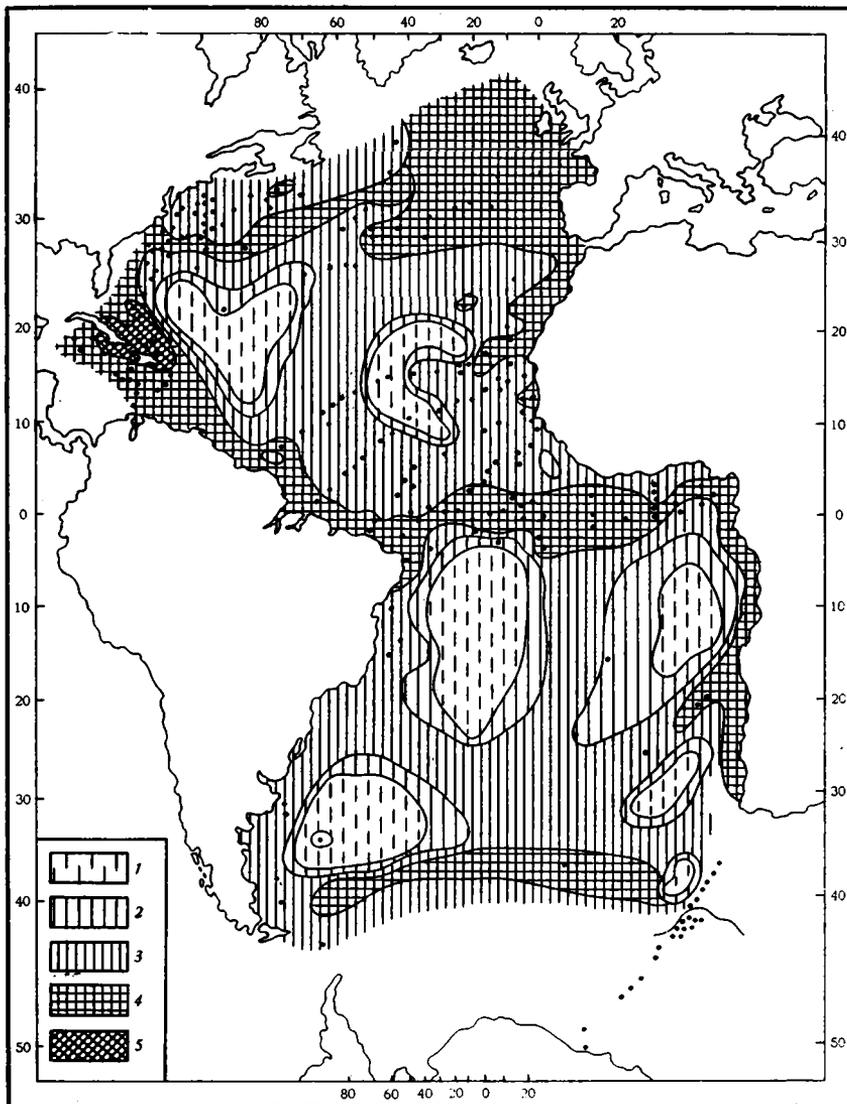
3. Углекислый кальций

В настоящее время существуют две карты абсолютных масс CaCO_3 , в г/см^2 за 1000 лет, опубликованные А. П. Лисицыным в 1969 и 1977 гг. И в этом его заслуга.

На карте Атлантического океана 1969 г., несколько измененной мною (1976_a, см. фиг. 5), отчетливо различаются три градации абсолютных масс: малая ($<0,1$ и $0,1-1,0 \text{ г/см}^2$), средняя ($1-10 \text{ г/см}^2$) и повышенная ($10-30$ и $>30 \text{ г/см}^2$). Первая градация локализована в глубоководных впадинах, на глубинах больших критической для карбонатонакопления. Поэтому она не отражает здесь реальной продукции CaCO_3 над впадинами, а показывает лишь сохранившуюся от растворения часть ее. Средняя и повышенная градации абсолютных масс локализуются на участках дна выше критической глубины, и потому их следует рассматривать как отражение реальной продуктивности биогенного карбонатонакопления в наддонной воде. При такой трактовке градации в Атлантическом океане отчетливо выделяются три пояса интенсивного биогенного карбонатонакопления: североатлантический, отвечающий северной области большого числа клеток (см. фиг. 3); экваториальный, отвечающий экваториальной зоне также с большим числом клеток, и южный, совпадающий в общих чертах с южной полосой высокого числа клеток. Кроме того, по периферии — в циркумконтинентальной зоне — на ряде отрезков прослеживается зона повышенного карбонатонакопления, например, от Антильских островов вдоль северо-восточного побережья Северной и Южной Америки; от 30° с. ш. до 10° ю. ш.; вдоль западного побережья Африки; от 5° с. ш. до 30° ю. ш. у того же западно-африканского побережья. Подчеркнем, что интенсивность периферического (циркумконтинентального) карбонатонакопления попадает в ту же градацию, что и интенсивность в трех широтных поясах, а в одном месте (около Антилл и Багамской банки) даже выше, чем в этих поясах. Срединная часть Атлантического океана внутри обрамляющих высоких градаций, с карбонатонакоплением более слабым, отвечает в общем II и III халистазам, как мы видели это на примере распределения $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 .

Опираясь на описанную карту, заключаем, что распределение углекислого кальция в Атлантическом океане подчиняется тому же гидродинамическому фактору, что и распределение SiO_2 (и $\text{C}_{\text{орг}}$).

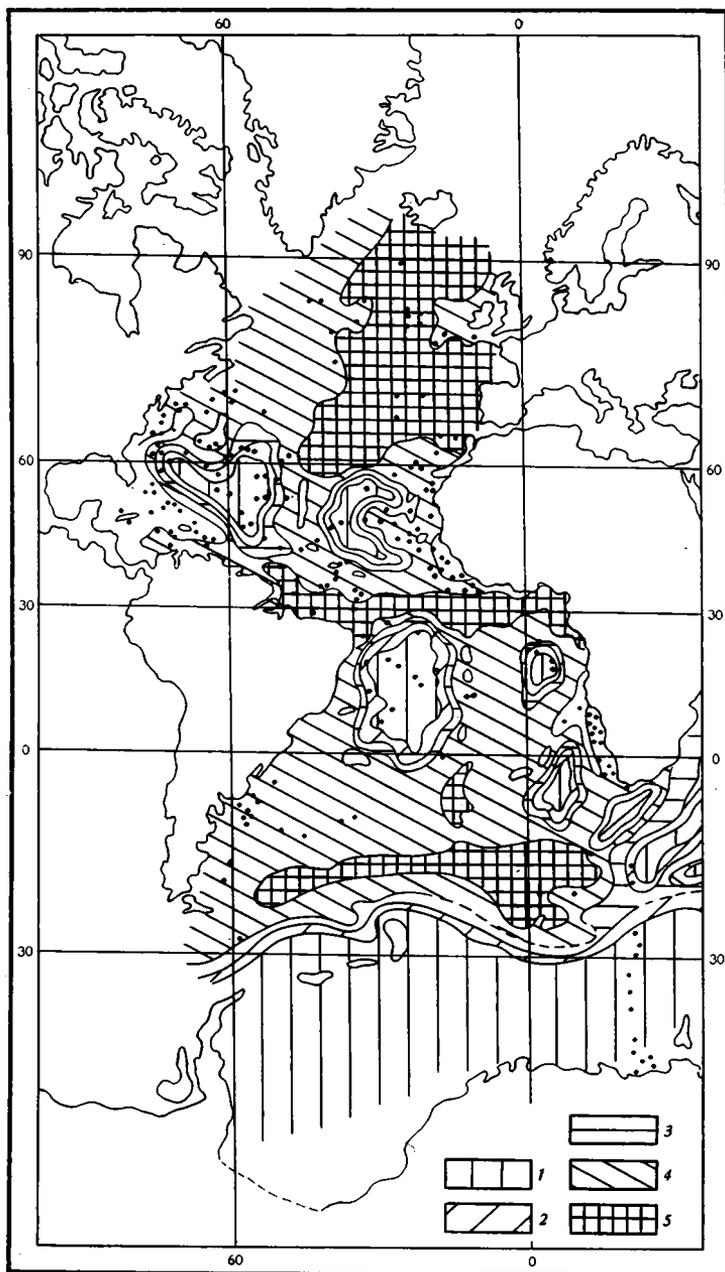
Изучая мировую карту карбонатонакопления А. П. Лисицына 1977 г. (фиг. 6), я начал, естественно, с части ее, отвечающей Атлантическому океану. Хотя карта 1969 г. построена для абсолютных масс, накопившихся за голоцен (10 000 лет), а карта 1977 г. дает скорости в г/см^2 за 1000 лет, это не может отразиться на конфигурации второй карты, ибо величины абсолютных масс CaCO_3 в каждой точке ее получают делением на 10 величин на карте первой. Между тем то, что изображено на карте 1977 г. в Атлантическом океане, резко и притом характерно отличается от того, что показано на карте 1969 г. Отличий два: 1. исчезли все отрезки повышенных и высоких градаций в циркумконтинентальной зоне — на северо-востоке Южной Америки, Антилл и их продолжения вдоль восточного побережья Северной Америки, а также вдоль Африки; 2. по этой причине исчезла, как обособленное образование, зона минимальных градаций, отвечающая II и III халистазам. В результате на карте выделились только широтные пояса. Случайно ли возникли такие отклонения? Нет, не случайно. Они сделаны сознательно в духе основ-



Фиг. 5. Распределение абсолютных масс CaCO_3 в голоценовых отложениях (1000 лет) Атлантического океана (g/cm^2), по А. П. Лисицыну, 1969, с небольшими изменениями
 1 — $<0,1$; 2 — $0,1-1,0$; 3 — $1-10$; 4 — $10-30$; 5 — >30 . Точками показаны станции

ной климатической установки А. П. Лисицына: искать и подчеркивать в распределении биогенных компонентов широтные пояса — северный, экваториальный и южный, убирая признаки, касающиеся II и III халистаз и циркумконтинентальной зоны как якобы несущественные. Таким образом, перед нами, мягко выражаясь, явная подгонка фактов к «генеральной климатической концепции» А. П. Лисицына, притом вторая по счету: первую мы видели на примере карты накопления SiO_2 , где, ретушировав экваториальную зону, он «единым магием руки» превратил насквозь гидродинамическую карту в климатическую.

Небезынтересно выяснить, как осуществлена эта подгонка? Просто. Из пяти градаций CaCO_3 , принятых на карте 1969 г., первые две сохранены (с разделением каждой на 10) на карте 1977 г.; третья градация



Фиг. 6. Абсолютные массы CaCO_3 в донных отложениях Атлантического океана (г/см^2 за 1000 лет), по А. П. Лисицыну, 1977
 1 — $< 0,01$; 2 — $0,01-0,1$; 3 — $0,1-0,5$; 4 — $0,5-1,0$; 5 — $> 1,0$.
 Точками показаны станции

расчленена на две: $0,1-0,5$ и $0,5-1,0$, но на карте нанесена лишь градация $0,5-1,0$, а $0,1-0,5$ пропущена; две высокие градации карты 1969 г. объединены в одну — $> 1,0$. Такая перестройка градационной базы карты плюс «забвение» повышенных и высоких участков в циркумконтинентальных поясах-полосах и трансформировали карту 1969 г. в то, что отвечает «генеральной климатической установке» А. П. Лисицына.

При такой методике составления карты 1977 г. у меня нет уверенности в том, что и на других участках ее (на фиг. 6 не показанных) факты не подогнаны к этой же установке; поэтому от дальнейшего рассмотрения ее я воздержусь до тех пор, пока она не будет опубликована с цифрами около точек станций.

4. Сопоставления

В статье 1976 г. мною следующим образом были резюмированы закономерности распределения абсолютных масс $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в осадках океанов.

«Максимальные абсолютные массы биогенной группы: $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ (в $г/см^2$) локализованы в ...гидродинамически активных зонах, преимущественно в циркумконтинентальной, меньше — в широтных поясах; халистазам, особенно конвергентным, отвечают минимальные величины». «Существенно, что хотя распределение абсолютных масс $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ и следует схеме гидродинамических зон, все же внутри последних локализация абсолютных масс $C_{орг}$ не идентична локализации SiO_2 . Географические максимумы и минимумы у каждого из этих компонентов свои, индивидуальные» (1976_а, стр. 10).

Детальная проверка локализации всех трех биогенных компонентов с привлечением новых данных, выполненная на предыдущих страницах, показала, что связь их с гидродинамическим режимом полностью подтвердилась. Для меня это — самый важный результат, ибо и в книге 1976 г. («Проблемы геохимии...») и в статье того же года главной задачей было обратить внимание литологов на важность гидродинамического режима в распределении компонентов осадка и покончить с тем игнорированием этого режима, которое составляет главную особенность современных работ литологов-океанологов, в том числе и советских. У нас это игнорирование приобрело даже идеологическую базу в виде «генеральной климатической установки» А. П. Лисицына, которая «в конечном счете» стремится свести к климату все основные процессы океанического осадкообразования³.

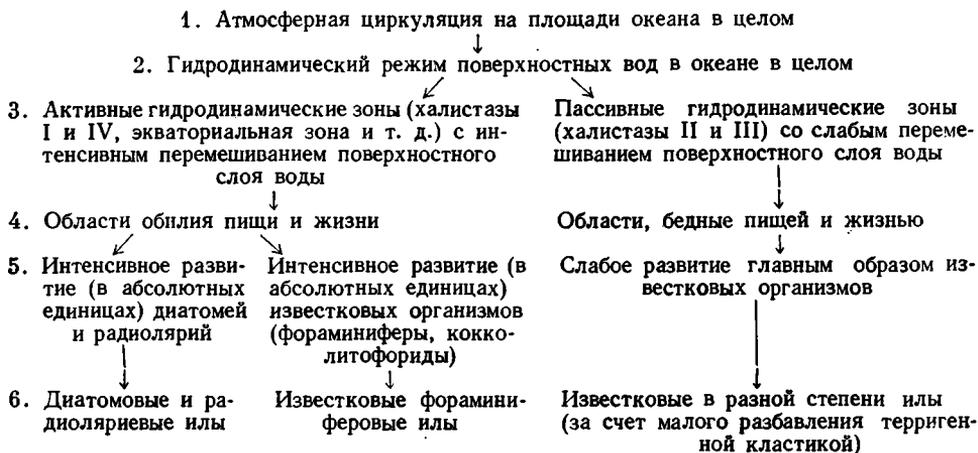
Единственное уточнение, которое следует внести сейчас в мою формулировку 1976 г., касается роли разных зон и поясов как накопителей отдельных компонентов. У $C_{орг}$ резко выражено тяготение к циркумполярной зоне и к северному поясу при слабой выраженности в экваториальном поясе и отсутствии — в южном. У SiO_2 слабее выражены концентрация в циркумконтинентальной зоне (кроме северо-запада Тихого океана) и сильнее в северном и особенно в южном поясе. У $CaCO_3$, судя по картам 1969 и 1976 гг. в Атлантическом океане в моем варианте, присутствуют циркумконтинентальная зона и три широтных пояса с теми же, что и у нее, скоростями накопления. Картина распределения $CaCO_3$ в Индийском и Тихом океанах столь разрушена действием глубины, что уверенно воссоздать ее первичный вид по картам невозможно. Автор допускает, что она та же, что наблюдается в Атлантическом океане.

V. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СХЕМА БИОГЕННОГО ОКЕАНСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Все вышеизложенное складывается в следующую гидродинамическую схему океанского биогенного осадконакопления (см. стр. 28).

Чтобы подчеркнуть специфику механизма формирования и распределения биогенных компонентов в океане, сравним его кратко с тем, ка-

³ Если уж говорить о «конечном» факторе осадкообразования, то им является неравномерное распределение солнечного тепла, получаемого поверхностью Земли. Но от этого «конечного» фактора до конкретной картины седиментогенеза в океанах «дистанция огромного размера» и сложная цепь процессов. Для литологии важен не «конечный» фактор (он давно ясен!), а именно эта цепь процессов, особенно те из них, которые прямо связаны с осадкообразованием.



кой действует на континентальном блоке, где базой (субстратом) осадочного процесса является суша (~80% площади блока).

Три условия необходимы, чтобы сделать этот субстрат пригодным для обитания растений, даже самых простых, одноклеточных, бактерий, а тем более высокоорганизованных форм. Во-первых, температура выше нуля, ибо при более низкой организмы не жизнедеятельны; во-вторых, непрерывное смачивание субстрата дождевой водой и постоянная влажность, ибо вне влаги живые существа также не жизнедеятельны; в-третьих, постоянное поступление в зону жизни N, P, SiO₂ и других элементов, особенно микроэлементов.

Эти три условия определяют резко выраженную климатическую локализацию биоса на поверхности континентального блока. Максимально развит он (и по массе и по разнообразию форм) в **гумидных** климатах, где сумма дождевой влаги в году превосходит величину испарения и потому поверхность блока всегда увлажнена и обладает избытком воды. Особенно интенсивно развита жизнь в тех широтных зонах, где избыток влаги сочетается с повышенной и высокой средней t° года. Девственные тропические леса (джунгли, гилей), хвойная тайга умеренных влажных широт — вот главные места обитания растительного мира, а значит, и животного, живущего за его счет.

По мере перехода в регионы засушливого режима биомасса растений резко убывает, лес сменяется лесостепью или саваннами, потом степью без деревьев, потом сухой степью, наконец, полупустыней с разреженным травянистым покровом и пустыней, где биомасса растительного мира сведена к ничтожному минимуму. В Сахаре встречаются участки большой площади, длительно (по многу лет) бездождные и потому практически безжизненные. Сходные изменения обнаруживаются при переходе от регионов с высокой и умеренной t° к высокоширотным, где лето все более коротко, а зима длинна и сурова. Могучая тайга сменяется тундрой с разреженными карликовыми деревьями, мхом, лишайником, болотной растительностью. На участках повышенного рельефа в высоких широтах, наконец, и эти проявления жизни исчезают. Здесь формируются постоянные снежники, льды, ледники; жизнь отсутствует. Это зоны осадконакопления ледового типа.

Итак, характернейшей особенностью распространения жизни на континентальном блоке является ее **резко выраженная климатическая приуроченность**: в подавляющей массе своей она сосредоточена в **климатах гумидных и одновременно теплых**, замирая до полного исчезновения в аридных и ледовых.

В то же время корневая система засушных растений сидит в самом питающем биос субстрате, так сказать, вгрызаясь в него, и потому не

требуется никаких гидродинамических процессов для того, чтобы подвести пищу к растениям. Здесь действуют не гидродинамические, а диффузионные физико-химические процессы. Мобилизация же элементов из твердых фаз субстрата и перевод их в раствор осуществляются частью самой водой, пропитывающей субстрат, частью CO_2 от гниющих растительных остатков и кислотными выделениями корней.

Нетрудно видеть, что механизм, обуславливающий распределение и поддержание жизни на континентальном блоке, коренным образом отличается от механизма в океане. Если на блоке жизнь немыслима без постоянного поступления воды сверху, из атмосферы, в виде дождей, то в океане атмосферная влага не играет никакой роли ни в поддержании среды обитания (воды в океане достаточно), ни в питании фитопланктона биогенными элементами, так как этих элементов дожди не содержат. В то же время, если на континентальном блоке растительный мир доброй своей половиной — корнями — сидит в питающем субстрате (почва, подпочва), то в океане фитопланктон — первичный генератор органического вещества — отделен от громадных запасов минеральных питательных солей в глубинах океана. Поэтому на континентальном блоке особые физико-механические процессы доставки пищи к растению из-за ненужности отсутствуют, в океане же гидродинамические процессы, подающие питательные соли из глубин в зону фотосинтеза, являются *conditio sine qua non* существования жизни; без них жизнь и, значит, накопление и распределение на дне, в осадке, биогенных компонентов невозможны.

Разница в механизмах, обуславливающих существование и распределение организмов на континентальном блоке и в океане, столь велика, что жизнь на блоке может быть названа явлением **специфически гумидно-климатическим**, тогда как в океане — образованием **специфически гидродинамическим**.

Характерно, что в обоих этих регионах развитие жизни пространственно близко совпадает с поясами атмосферной циркуляции, отвечающими гумидным климатам. Но в то время как на блоке именно влага, обильно поступающая с атмосферными осадками, является источником жизни, в океане не она порождает и поддерживает жизнь, а гидродинамический режим, создающий перемешивание поверхностного слоя воды с более глубокими горизонтами и обеспечивающий поступление вверх, в зону фотосинтеза, питательных солей. Поэтому **накопления биогенных компонентов блока и океана образуют не одну, а две разные фациально-генетические группы: одну — специфически гумидно-климатическую, другую — специфически гидродинамическую.**

Важнейшим фактом, выясненным к настоящему времени, является установление близкого пространственного совпадения ареалов концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 в поверхностном слое донных отложений океанов с ареалами генерации этих компонентов в поверхностной зоне океанской воды. На это обратил внимание Е. А. Романкевич при рассмотрении распределения органического вещества в Тихом океане в 1970 и особенно в 1977 гг. В еще более яркой форме отмеченное совпадение выявлено А. П. Лисицыным для SiO_2 (1966, см. выше). В недавнее время оно весьма решительно было подтверждено еще раз. «В пелагической части (Тихого) океана районом интенсивного продуцирования биогенного опада является зона экваториальной дивергенции. К северу и югу от этой зоны содержание скелетных остатков планктонных организмов с кремневой функцией быстро уменьшается. Ширина зоны и содержание биогенного опада в водах отражают интенсивность поставки биогенных элементов к поверхности океана в зоне дивергенции. *Так как зоны продуцирования биогенного опада и его захоронения в донных осадках совпадают* (курсив мой.— Н. С.), по распределению кремнистых скелетных остатков в колонках осадков можно определить ширину продуктивной

зоны и интенсивность подъема к поверхности глубинных вод» (Лисицын и др., 1976, стр. 206). Отклонения от совпадения области генерации биогенного компонента в планктонной пленке от полосы накопления его в осадке имеются, но на общем фоне «согласованного распределения» имеют вполне второстепенное значение; иногда они обусловлены процессами распада организмов при падении на дно, иногда же первичной неоднородностью планктонной пленки и вариациями соотношений в ней $Si/C_{орг}$ (например, на карте распределения $C_{орг}$ на дне нет южного пояса). У $CaCO_3$ «согласованность распределения» имеет гораздо более ограниченные размеры и наблюдается лишь на площадях с глубинами меньше 4500 м, а еще правильнее — на глубинах, меньших 3700 м, с которой (по натурным опытам Петерсена) начинается быстрое растворение $CaCO_3$.

Отмеченные факты совпадения порождают существенный вопрос. От поверхностной пленки фитопланктона дно отделено 3—4 тыс. м (иногда и больше) воды, которая вовсе не является стоячей, а движется с разными (обычно небольшими) скоростями, притом нередко в противоположном направлении движениям в поверхностном водном слое (течение Кромвела в Тихом океане, Ломоносова в экваториальной Атлантике и др.). Как при этих условиях могло возникнуть сходство распределения $C_{орг}$ и SiO_2 в зоне фотосинтеза и в поверхностном слое осадка?

Нужно сказать, что хорошо обоснованного ответа пока нет и отмеченное сходство приходится воспринимать просто как факт парадоксальный⁴ и тем не менее вполне реальный. Ответ может быть пока только весьма общим. Очевидно, скорости падения на дно органического SiO_2 и разлагающегося органического вещества, которые мы привыкли считать очень медленными, на деле все же быстрее, чем скорости движений на разных уровнях промежуточного и глубинного слоев океанской воды, и поэтому падающие биогенные частицы успевают «проскочить» через названные водные слои без значительных горизонтальных смещений. Ответ этот становится более реальным, если вспомнить, что циркулярно-халистатическая система прослеживается и на более глубоких горизонтах, по крайней мере до 1800—2000 м, с убывающей скоростью. И лишь придонные воды с их скоростями местами до 20—25 см/сек могут в принципе нарушить локализацию падающего на дно материала. Насколько велико это нарушение, мы пока не знаем из-за недостаточной информации о размещении абсолютных масс биогенных компонентов на дне и еще меньшего знания самих придонных течений. Здесь крупный пробел в нашей науке и актуальная проблема дальнейшего изучения океанского литогенеза.

Соотношения между гидродинамическим режимом поверхностных вод и распределением $C_{орг}$ и SiO_2 на дне, разобранные выше, позволяют выдвинуть следующий общий принцип. Если большие скорости накопления какого-либо компонента осадка (или его абсолютные массы) тяготеют к активным гидродинамическим зонам на поверхности океана, а минимальные — к халистазам II и III, это означает, что в распределении данного компонента на дне решающую роль играет гидродинамический режим поверхностных вод. Именно такие соотношения и наблюдаются, по данным К. Бострома и соавторов (Bostrom et al., 1973), в Тихом океане у терригенной кластики, Fe, Mn, Cu. Это обстоятельство и позволило мне (Страхов, 1976а, в) распространить на указанные компоненты гидродинамическую концепцию, разработанную раньше на биогенных

⁴ Это такой же парадокс и одновременно самая настоящая реальность, как отсутствие климатических типов литогенеза в океане, хотя он расположен в ряде климатически разных зон. Третьим парадоксом являются наибольшие (в %) накопления Fe, Mn и микроэлементов в пелагиали океанов, точнее, в халистазах II и III, несмотря на то что они расположены в зоне аридного климата; это находится в резком противоречии с тем, что наблюдается на континентальном блоке (Fe-Mn-руды в гумидных зонах).

компонентах. Проверка этой концепции на гораздо большем (чем у К. Бострома) материале является актуальной задачей современного изучения океанских отложений. Постановка ее — прямой вывод из анализа гидродинамического механизма распределения в осадках $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляева Т. В.* Состав и распределение диатомовых водорослей в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1963, т. III, вып. 4.
- Богоров В. Г.* Биологическая трансформация и обмен энергии и веществ в океане.— Океанология, 1967, вып. 5.
- Богоров В. Г.* Общие закономерности распределения планктона океана.— В сб.: Планктон океана. М., «Наука», 1974.
- Волковинский В. В., Зернова В. В., Семина Т. И., Суханова И. Н., Мовчак О. А., Санина Л. В., Тархова И. А.* Распределение фитопланктона в Тихом океане.— Промысловая океанология и подводная техника, 1972, сер. 9, вып. 3.
- Гершанович Д. Е., Горшкова Г. И., Конюхов А. И.* Органическое вещество современных осадков подводных окраин материка.— В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П., Беляев Ю. А., Богданов Ю. А., Богоявленский А. И.* Закономерность распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П.* Распространение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и донных осадках.— В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П.* Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мухина В. И., Тримонис Э. С., Ушакова М. Г.* К истории осадконакопления в тропической части Тихого океана. Результаты исследований по Международным геофизическим проблемам.— Океанол. исслед. М., «Наука», 1976, № 29.
- Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1977.
- Семина Г. И.* Фитопланктон Тихого океана. М., «Наука», 1974.
- Степанов В. Н.* Мировой океан. М., «Знание», 1974.
- Страхов Н. М.* К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. Литол. и полезн. ископ., 1976а, № 6.
- Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976б.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицын Н. А.* К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Толмазин Г. Е.* Океан в движении. М., Гидрометиздат, 1976.
- Bostrom K., Kralmer T., Gartner S.* Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments.— Chem. Geology, 1973, v. 11, No. 2.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
2.VI.1977

ГЛАВНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ ОКЕАНСКИХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

Критически рассматриваются основные данные, полученные исследователями, занимающимися минералогией океанических Fe—Mn-конкреций. На составленной карте распределения главных марганцевых минералов в Тихом океане показано отсутствие зональности в их распределении. Проведенное комплексное изучение Fe—Mn-конкреций, отобранных по трансширотному профилю, пересекающему акваторию Тихого океана, однозначно свидетельствует, что в основной своей массе марганцевые и, по-видимому, минералы железа тоже, представлены рентгеноаморфной фазой.

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Открытые Дж. Мюрреем и А. Ренардом (Murray, Renard, 1891) на дне океанов Fe—Mn-конкреции долгое время не привлекали к себе должного внимания исследователей. Лишь с 50-х годов нашего столетия значительно увеличился поток информации, расширяющий наши представления о характере распределения Fe—Mn-конкреций на дне океанов, их строении и вещественном составе. Возросший интерес к ним не случаен, поскольку эти уникальные образования являют собой источник для получения Mn, Fe, Ni, Co, Cu, W, V, Cr и многих других элементов (Меро, 1969; Величко, 1975).

Несмотря на большое внимание со стороны исследователей к Fe—Mn-конкрециям, все же вопрос об основных минеральных фазах, принимающих участие в их сложении, до сего времени не решен. Это связано, по-видимому, с тем, что определением вещественного состава океанических конкреций занимаются специалисты разного профиля (химики, физико-химики, минералоги и др.), пытающиеся разрешить эту проблему присущими ими методами.

Уже давно выделяются два различных подхода к исследованию минерального состава марганцевых руд и конкреций. Один из них, вещественно-минералогический, идущий от макро- и микроскопического изучения природных образований к последующим химическим, рентгеновским и другими видами анализов выделенных для этой цели по возможности чистых от примесей веществ. Другой — химический и физико-химический, при котором в лабораторных условиях искусственным путем вначале получают различные соединения марганца, принимаемые в дальнейшем за эталонные, с которыми и сравниваются те или иные природные образования. Хотя ошибочные построения при диагностике природных образований возможны и в одном и в другом случаях, все же чаще они наблюдаются при физико-химических построениях, абстрагированных от естественных условий.

Особенно ярко, на наш взгляд, проявляется несоответствие между природными и искусственно созданными образованиями на примере

изучения океанических руд, что видно даже из далеко неполного обзора имеющегося в литературе материала, посвященного их минералогии. По-видимому, в значительной степени это связано с ограниченным числом компонентов, участвующих в лабораторном синтезе минералов, в то время как в природных условиях осадочные озерные и морские (океанические Fe—Mn-руды), как правило, являются поликомпонентными образованиями.

Э. Голдберг (Goldberg, 1954), проводивший химическое изучение тихоокеанских осадков и руд выполнил и несколько рентгеновских анализов. По его мнению дебаграммы Fe—Mn-конкреций показывают лишь диффузные линии, возможно, отвечающие гидроокисным соединениям. Линия кварца является единственно четкой. Резко отличных результатов добились В. Бюзер и А. Груттер (Büser, Grutter, 1956; Büser, 1959 и др.), исследования которых оказали большое влияние на дальнейший ход изучения минерального состава Fe—Mn-конкреций морей и океанов. Работы их получили весьма широкое признание, а полученные ими данные легли в основу многих исследований, посвященных этим уникальным образованиям. Сравнения дебаграмм (Fe, $K\alpha$ -излучение) Fe—Mn-конкреций, остатков их после растворения в соляной кислоте и гидроксиламине, и искусственно полученных в лаборатории соединений позволили В. Бюзеру и А. Груттеру прийти к выводу, что в стяжениях имеют место три существенно различных кристаллических минерала марганца, по степени окисленности выстраивающиеся в следующий ряд: 10 Å-манганит \rightarrow 7 Å-манганит \rightarrow $\delta = \text{MnO}_2$.

На дебаграммах впервые выделенного Г. Мак-Мёрди (McMurdie, 1944) вещества, названного им $\delta = \text{MnO}_2$, видны всего два относительно слабых рефлекса 2,4 Å и 1,4 Å. По мнению А. Уэдсли (Wadsley, 1950), по составу и строению $\delta = \text{MnO}_2$ можно отнести к группе вадов.

В. Бюзер и А. Груттер, основываясь на рентгеновских данных, считают, что $\delta = \text{MnO}_2$ состоит из беспорядочно нагроможденных плоских кристаллов, обеспечивающих повышенную реакционную способность этого соединения и его большую удельную поверхность.

Два других, также искусственно полученных вещества, отнесенные к манганитам, имеют двухслойное строение, при котором слои MnO_2 чередуются со слоем примерного состава $\text{Mn}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ или со слоем трехвалентного железа. Расстояния между базисными рефлексами равны 10 и 7 Å. 7 Å-манганит или марганцовистый манганит, как назвали выделившие его В. Файткнехт и В. Марти (Feitknecht, Marti, 1945_{1,2}), на рентгенограммах давал пять рефлексов (основной в области 7 Å), в том числе 2,4 Å и 1,4 Å, являющиеся характерным для $\delta = \text{MnO}_2$.

Л. Коуплэнд и др. (Copeland et al., 1947) нашли, что при окислении на воздухе щелочного раствора марганца также образуется марганцовистый манганит со степенью окисления между $\text{MnO}_{1,80}$ и $\text{MnO}_{1,90}$. В. Коул, А. Уэдсли и А. Уолки (Cole et al., 1948) при обработке KMnO_4 соляной кислотой получали марганцовистый манганит, показывавший на рентгенограммах пять рефлексов с главным 7,2 Å. При дальнейшей обработке синтезированного манганита образуется вещество, для которого характерно только два рефлекса 2,41 и 1,41 Å, как и у $\delta = \text{MnO}_2$. В. Коул и его соавторы приходят к выводу об однотипности марганцовистого манганита и $\delta = \text{MnO}_2$.

В природных условиях марганцовистый манганит вначале был обнаружен в Канаде (Samson, Wadsley, 1948), а позже в Шотландии (Jones, Milne, 1956). Л. Джонс и А. Милн считали бернессит структурным аналогом $\delta = \text{MnO}_2$, хотя на рентгеновской картине вырисовывались 5, а не две линии, с главным рефлексом в области 7,2 Å. Позже этот минерал, вошедший в литературу как бернессит был установлен и в других районах среди разных по генезису отложений (Fron del et al., 1960; Hariya, 1961; Levinson, 1962; Семенов, 1963; Зотов, 1968 и др.).

Железистый манганит (10 Å-манганит) В. Бюзера и А. Груттера (Büser, Grutter, 1956) получили при осаждении из раствора, содержащего Mn^{2+} и Fe^{3+} щелочью (NaOH) с последующим окислением при пропускании кислорода. Синтезированы М (2:1) и М (3:1), в которых марганец и железо соотносятся как 2:1 и 3:1. Дебаеграммы этих соединений довольно сходны. Главный рефлекс у них устанавливается в области 9,6 Å. Величина удельной поверхности 10 Å-манганита заметно ниже, чем у $\delta = MnO_2$.

Несмотря на широкое признание работ В. Бюзера и А. Груттера, не все выдвинутые ими положения были приняты целиком и полностью. Так, например, спорным продолжает оставаться их мнение о самостоятельности минеральных фаз типа $\delta = MnO_2$ и 7 Å-манганита (марганцовистого манганита), а также о том, что $\delta = MnO_2$, 7 Å-манганит и 10 Å-манганит образуют естественный ряд по степени окисленности марганца. Кроме указанных выше авторов, однотипности $\delta = MnO_2$ и марганцовистого манганита показана Ю. Д. Кондрашовым и А. И. Заславским (1951), Ю. Д. Кондрашовым (1957), Ф. Т. Манхеймом (Manheim, 1965), О. Брикером (Bricker, 1965), Е. С. Базилевской (1976), П. Ф. Андрущенко (1976) и др. Однако П. Лунгрен (Ljunggren, 1955), выполнивший термические и рентгеновские анализы шведских ископаемых болотных и озерных руд, приходит к выводу о самостоятельном существовании в природе как $\delta = MnO_2$, так и марганцовистого манганита. То же самое считают и другие исследователи, занимавшиеся изучением минералогии марганцевых образований океанов (Barnes, 1967; Price, 1967; Price, Calvert, 1970; Glasby, 1972, и др.).

Противоречивые данные получены рядом исследователей, решавших вопрос и о степени окисления, выделенных В. Бюзером и А. Груттером соединений (Barnes, 1967; Cropan, Tooms, 1969; Glasby, 1972; Безруков, Андрущенко, 1972 и др.).

Работа Ф. Т. Манхейма (Manheim, 1965) также оказала большое влияние на методическую сторону изучения состава Fe — Mn-конкреций океанов и морей, так как он, пожалуй, один из первых применил для идентификации марганцевых минералов дифрактометрический метод. Из приведенных таблиц и текста следует, что основным в изученных им океанических рудах является слоистый минерал, имеющий основной рефлекс, близкий к 9,6 Å (10 Å-манганит В. Бюзера и А. Груттера). Минерал этот Ф. Т. Манхейм определил как тодорокит, впервые открытый Т. Йошимурой в Японии (Ioshimura, 1934) и значительно позже обнаруженный и всесторонне изученный в других районах (Simons, Straczek, 1958; Frondel et al., 1960₂ и др.). Кроме этого слоистого минерала среди Fe — Mn-конкреций Ф. Т. Манхейм обнаружил бернесит и минерал типа рамсделлита, занимающего промежуточное положение между орторомбическим рамсделлитом и слабо окристаллизованным его эквивалентом, а также псиломелан.

В дальнейшем многие зарубежные исследователи пошли по пути Ф. Т. Манхейма, применяя в основном дифрактометрический анализ, который, на наш взгляд, не всегда позволяет достоверно судить о марганцевых и железистых минералах, участвующих в сложении Fe — Mn-конкреций морей и океанов, что привело к получению весьма разноречивых данных. Так, Р. Бернс и В. Фюрштенау (Burns, Fuerstenau, 1966) установили в составе конкреций две фазы: $\delta = MnO + FeOON$, богатый Fe и Co, и 7 Å-манганит, обогащенный Mn, Ni и Cu. Ст. Бернес (Barnes, 1967) выделил три группы конкреций: 1) содержащие только $\delta = MnO_2$, 2) содержащие $\delta = MnO_2$ и 10 Å-манганит и 3) содержащие $\delta = MnO_2$, 10 Å-манганит и 7 Å-манганит. По его мнению, нет связи между степенью окисления марганца в конкреции и условиями их образования (относительно мелководные, глубоководные). М. Мейлан и Г. Гуделл (Meulan, Goodell, 1968) считают, что тодорокит является основной фа-

зой изученных ими Fe—Mn-конкреций. Ими указывается на наличие прямой связи между величиной пика тодорокита на дифрактограммах и содержанием марганца в конкрециях. Д. Кронан и Дж. Тумс (Cronan, Tooms, 1967) установили два основных минерала, участвующих в сложении изученных ими конкреций. Один из них — тодорокит имеет повышенную твердость и среднее отражение; он слабо анизотропен, главный рефлекс его равен 9,7—9,8 Å (найден на больших глубинах). Другой — очень мягкий, изотропный, с низким отражением, представлен бернесситом (найден на меньших глубинах). Р. Сорем и А. Фостер (Sorem, Foster, 1972) определили тодорокит, бернессит и непрозрачный аморфный материал, включающий гидрокислы марганца и железа. Г. Глэсби (Glasby, 1972) установил $\delta = \text{MnO}_2$ (глубоководная обстанов-

Таблица 1

Марганцевые минералы Fe—Mn-конкреций Тихого океана
(по П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорняковой)

Степень распространения	Андрущенко, Скорнякова, 1967	Андрущенко, Скорнякова, 1969	Скорнякова, Андрущенко, 1970	Андрущенко, 1976	Скорнякова и др., 1975; Скорнякова, 1976
Основные	Псиломелан	Вернадит Псиломелан	Псиломелан Вернадит (?)	Вернадит	Бернессит
Второстепенные	Вернадит Марганцовистый манганит, железистый манганит	Пирролюзит Тодорокит Бернессит Вудраффит	Тодорокит Бернессит	Тодорокит Пирролюзит Раньсеит Вудраффит Криптомелан Браунит	Тодорокит Бернессит

ка) и 10 Å-манганит (в сравнительно мелководных условиях). Дж. Оствальд и Ф. Фрезер (Ostwald, Frazer, 1973) выделяют две основные фазы: а) наиболее развитая, рентгеноаморфная, изотропная под микроскопом, содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 48\text{—}50\%$ и $\text{MnO}_2 = 28\text{—}30\%$ ($\delta = \text{MnO}_2$); б) в виде тонких полосок, умеренно анизотропная под микроскопом, характеризуется тремя диффузными линиями (9,8, 4,9 и 2,46 Å), MnO_2 до 72%, Fe_2O_3 — до 7%, отнесен к манганиту, ближе не определенному.

Группа японских ученых опубликовала (под редакцией Х. Такеды) результаты трехлетнего изучения осадков и конкреций (Investigations of deep-sea..., 1974), поднятых из района, находящегося юго-восточнее о. Хонсю (северо-западная часть Тихого океана). По данным этих исследователей, рудный материал конкреций рентгеноаморфен.

Среди наших отечественных исследователей наибольший вклад в изучение состава и строения Fe—Mn-конкреций океанов внесли П. Ф. Андрущенко (ИГЕМ АН СССР) и Н. С. Скорнякова (Институт океанологии АН СССР). Их публикации по этим вопросам начали появляться в печати начиная с 1960—1961 гг. (Андрущенко, Скорнякова, 1967, 1969; Андрущенко, 1976; Скорнякова, 1960; Скорнякова, Андрущенко, 1964, 1968, 1970, 1971; Скорнякова и др., 1975; Скорнякова, 1976; Безруков, Андрущенко, 1972 и др.).

Для сокращения изложения результатов, полученных П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорняковой при изучении минерального состава конкреций Тихого океана, нами составлена табл. 1, в которой сведены марганцевые минералы, установленные этими исследователями в разные периоды времени.

Даже беглый взгляд на табл. 1 дает возможность убедиться, что П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорнякова со временем меняют свои пред-

ставления о составе и относительной роли марганцевых минералов в Fe—Mn-конкрециях Тихого океана. В 1967 г. П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорнякова указывают, что псиломелан является одним из главных рудообразующих минералов конкреций и корок. «Сопоставление рентгеновских и химических данных с данными минераграфического изучения указывает на то, что гидроокислы марганца, слагающие рудные оболочки конкреций, представлены преимущественно псиломеланом типа $MnO_{2(0-1)} \cdot MnO \cdot H_2O$ » (1967, стр. 109). Псиломелан в качестве одного из основных минералов Fe—Mn-конкреций, как видно из табл. 1, фигурирует и в значительно более поздних работах этих исследователей и, в частности, в публикации 1970 г.

Позже П. Ф. Андрущенко (1976) резко изменила свое мнение по вопросу об участии псиломелана в сложении Fe—Mn-конкреций Тихого океана. По ее мнению, правильное считать выделенный ею ранее псиломелан вернадитом, который близок в химическом отношении к синтезированным фазам δ -MnO₂ или 7 Å-манганиту В. Бузера и А. Груттера.

П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорнякова в работе 1967 года отмечают: «Судя по имеющимся данным, манганиты (марганцовистый и железистый—Л. Ш.) редко встречаются среди гидроокислов марганца и железа на поверхности дна океана. Это указывает на сравнительно окислительную обстановку в верхних горизонтах этих рудных образований. В настоящее время, несмотря на большое число проведенных нами рентгенометрических исследований гидроокислов железа и марганца, слагающих конкреции в различных районах океанов, лишь в одном месте нами установлены манганиты. Не исключено, что манганиты более широко распространены в сравнительно глубоких горизонтах рудных осадков» (там же, стр. 112). В дальнейшем, начиная с 1970 г., П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорнякова без каких-либо объяснений и оговорок изменяют свое прежнее мнение и считают тодорокит (железистый манганит) одним из главных минералов конкреций Тихого океана.

Судя по последним работам, Н. С. Скорнякова (Скорнякова и др., 1975; Скорнякова, 1976) в настоящее время стоит на несколько иных позициях в вопросе о минеральном составе Fe—Mn-конкреций Тихого океана, чем П. Ф. Андрущенко. По ее мнению, правильное считать, что в Fe—Mn-конкрециях вообще и Тихоокеанских в частности основными минералами являются тодорокит и бернессит, а не тодорокит и вернадит, как считает П. Ф. Андрущенко.

За последнее время в печати появились новые данные о составе рудных минералов Fe—Mn-конкреций океанов (Giovanoli, 1969; Giovanoli et al., 1969; Jeffries, Stumm, 1976; Von Heimendahe et al., 1976, и др.). Работы этих авторов в значительной степени построены на сравнении искусственно полученных веществ и природных Fe—Mn-образований. Основными методами изучения их явились химические и рентгеновские анализы. Большую роль также сыграл метод микрофракции, выполненный на электронных микроскопах. В результате указывается на наличие в составе Fe—Mn-конкреций океанов следующих

Фиг. 1. Карта распространения основных марганцевых минералов в Fe—Mn-конкрециях Тихого океана

По определениям разных авторов: 1—тодорокит (10 Å-манганит, железистый манганит); 2— δ -MnO₂ (бернессит, 7 Å-манганит, марганцовистый манганит, вернадит); 3—тодорокит (и его аналоги) и бернессит (и его аналоги) находятся в конкрециях примерно в равных соотношениях. Индексы авторов на карте: А—Андрущенко (1976); Р—Piper (1974); В—Barnes (1967); Сг—Cronan, Tooms (1969); Гри—Grill et al. (1968). Преобладающая рентгеноаморфная марганцеворудная фаза: 4—по данным японских авторов (Investigation of deep..., 1972), 5—по данным автора

минералов: бернессит — S (синтетический); бернессит — Na; тодорокит; бузерит (аналог тодорокита, имеющий в отличие от него другую структуру), гидрогаусманит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$.

Используя публикации советских и иностранных исследователей, мы составили карту распределения основных марганцевых минералов в Fe—Mn-конкрециях Тихого океана (фиг. 1). Для удобства построения схемы выделены только три минеральные фазы: 1) резкого преобладания тодорокита (10 Å-манганит, железистый манганит); 2) резкого преобладания бернессита (вернадит, $\delta\text{-MnO}_2$, 7 Å-манганит, марганцовистый манганит) и 3) совместного присутствия тодорокита и его аналогов и бернессита и его аналогов.

Анализ схемы дает возможность убедиться в отсутствии какой-либо закономерности в распределении выделенных разными исследователями основных минеральных ассоциаций, слагающих Fe—Mn-конкреции Тихого океана. Не устанавливается между ними и какой-либо определенной связи. Такую пестроту в их распределении, с одной стороны, можно объяснить быстрой сменой одного минерала другим на близких расстояниях и даже их совместным присутствием в одних и тех же образцах, что было установлено рядом исследователей (Barnes, 1967; Pirre, 1974; Андрущенко, 1976). С другой стороны, что также не исключено и будет рассмотрено ниже,—далеко не точной диагностикой рудных минералов конкреций вообще и марганцевых в особенности. Суммируя изложенный выше материал, освещающий состояние вопроса о составе главных минеральных фаз океанических Fe—Mn-конкреций, можно сказать, что проблема эта далеко еще не решена, остается во многих своих частях достаточно дискуссионной и требует доработки.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для изучения нами состава главных марганцевых минералов Fe—Mn-конкреций и корок послужили образцы, поднятые во время 9-го рейса НИС «Дм. Менделеев», на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики, а также со станций 6165 и 6172 (46-й рейс НИС «Витязь») в северо-западной части Тихого океана (см. фиг. 1).

Согласно данным Н. А. Лисициной и О. А. Дворецкой (1972), М. А. Глаголевой (1972), Н. А. Лисициной и др. (1975), И. И. Волкова и др. (1976), Н. А. Лисициной и др. (1976), ст. 6165 вскрыла гемипелагические кремнисто-глинистые, бескарбонатные или слабо карбонатные осадки. На 30—50% они сложены алевритовой и на 70—50% пелитовой фракциями. Зародышевые, небольшие по размеру, существенно железистые конкреции представляют собой разной формы и размеров обломки пемзы, гальки пород и другие образования, обросшие тонкой коркой гидроокислов железа и марганца.

Конкреции со ст. 6172, находящиеся среди красных глин (пелитовая фракция более 90%), достаточно плотные, имеют почти шаровидную форму и в ряде случаев достигают почти 5 см в диаметре. Микроскопически, судя по текстурно-структурным их рисункам, они близки к Fe—Mn-конкрециям красных глин районов, располагающихся к востоку от ст. 6172. Сходны они с ними и по содержанию Mn и Fe (Глаголева, 1972; Волков и др., 1976).

На разрезе от атола Уэйк до Гавайских островов нами были изучены конкреции и корки, поднятые на 8 станциях (611, 612, 613, 617, 619, 621, 622 и 623). Первые три станции располагаются на участке, рельеф дна которого осложнен подводными горами Маркус-Неккер. Эта часть профиля несет на себе влияние вулканической деятельности и процессов, протекающих в районах с расчлененным рельефом (оползни, мутьевые потоки, следы обвалов). Вероятно, поэтому глубоководные пелагические глины утрачивают здесь присущие им черты (однородность и

выдержанность состава и строения по простиранию и глубине) и характеризуются наличием более грубых включений, резкой сменой типов отложений на небольших расстояниях и т. д. Восточнее профиль пересекает аккумулятивную равнину, располагающуюся на структурном продолжении гряды Маркус-Неккер. На этом участке выполнен полигон площадью около 460 км² (станции 617—623). Осадки этого полигона представлены красными глинами с ограниченным количеством пепла и цеолитов.

В районе Гавайского архипелага, где в осадконакоплении в значительной степени принимает участие вулканотерригенный материал, представленный пеплами основного состава, обломками свежих и выветрелых базальтов и т. п., Fe — Mn-конкреции не установлены.

К востоку от Гавайских островов разрез проходит через Северо-Восточную котловину с глубинами 4000—5000 м, характеризующуюся мелководным рельефом (станции 643—653) и далее пересекает поднятие Альбатрос (станции 675, 655).

Осадки станций 647—651 представлены глубоководными красными глинами с цеолитами. Станции 653 и 675 вскрыли такие же глины, но с пеплами. Осадки ст. 655, по мнению указанных выше исследователей, можно отнести по ряду признаков к переходной зоне, поскольку в них отсутствуют цеолиты и имеется примесь скелетов карбонатных и кремнистых организмов. По механическому составу осадки ст. 655 также отличаются от типичных красных глин, будучи несколько более грубыми.

Из табл. 2 следует, что для выявления главных марганцевых минералов были выбраны Fe — Mn-конкреции и корки из отложений разных глубин (3680—5610 м), на которых эти образования встречаются наиболее часто. Судя по данным химических анализов, валовые содержания марганца и железа в океанических рудах и отношении их содержания не остаются постоянными и изменяются достаточно закономерно. Содержания марганца в общем возрастают (а железа — уменьшаются) от периферических к центральным, глубоководным, частям океана. Эта закономерность, наблюдаемая многими исследователями, как видим, нарушается, когда на пути рассматриваемого разреза встречаются крупные острова или серии подводных гор, оказывающих влияние на осадко- и рудообразование данного района.

Выше нами показано, что начиная примерно со второй половины 60-х годов многие исследователи, занимавшиеся изучением вещественного состава Fe — Mn-конкреций океанов, в качестве основного метода при определении слагающих их минералов применяли рентгеновский — дифрактометрический анализ (медное излучение, отфильтрованное никелем), отказавшись от ранее распространенного традиционного метода — съемки в камерах Дебая — Шерера. К сожалению в своих статьях, посвященных минералогии конкреций, ни один из авторов, изучавших их разными методами, не приводит ни фотоснимки, на которых указывались бы линии, отвечающие устанавливаемым им минералам, ни дифрактометрические кривые, что не позволяет читателям оценить однородность и степень кристалличности анализируемого материала и выяснить, какие же преимущества имеет дифрактометрический метод по сравнению с методом Дебая-Шерера.

В этом отношении большой методический интерес представляет работа П. Халбаха и его коллег (Hulbach et al., 1975), в которой приведены дифрактометрические кривые (фиг. 2), позволяющие в какой-то степени понять, каким путем эти, да и другие исследователи, применяя дифрактометрию, идентифицируют тодорокит и другие марганцевые минералы в Fe — Mn-конкрециях. Дифрактограммы конкреций П. Халбах и др. расположили на рисунке таким образом, что содержание железа в них возрастает сверху вниз. Как видим, при повышении коли-

Характеристика Fe—Mn-руд Тихого

№ станций	6165	6172	611	612	613	617	519
Тип изученных образований Глубина, м	Конкреция 5610	Конкреция 5795	Корка 4090	Конкреция 4480	Корка 4960	Корка 5049	Конкреция 4955
Литолого-фациальная обстановка (по Н. А. Лисицкой и др., 1976)	Переходные илы	Красные глины с пеплом	Ил карбонатный светло-коричневый	Красные глины (район подводных гор Маркус-Неккер)		Красные глины вом пепла и	
Mn, %	6,9	12,5	14,7	22,7	16,2	10,5	15,1
Fe, %	12,1	15,6	16,7	14,4	16,0	10,5	17,2
Mn:Fe	0,67	0,80	0,88	1,57	1,0	1,0	0,88

Фазовый анализ синтезированных и

Температура нагревания, °С	McMurdie and Golovato, 1948				По данным японских исследователей (Investigation of deep..., 1972)	
	δ-MnO ₂ , обр. С-II	δ-MnO ₂ , обр. С-I	обр. 48	обр. 43	Fe—Mn-конкреции северо-запада Тихого океана	
	синтезированные				ст. 72213	ст. 72206
500						
600						
700	Биксбит	Криptomелан и биксбит	Криptomелан и биксбит	Криptomелан и гематит		
800	Биксбит	Биксбит	Криptomелан и биксбит	Гаусманит	Гаусманит	Биксбит и гаусманит
900	Биксбит	Биксбит	Биксбит	Гаусманит		
1000	Биксбит	Гаусманит		Гаусманит		

чества железа величина пиков, указывающих, по мнению этих исследователей, на наличие тодорокита, значительно уменьшается. После прогрева тех же образцов при 110°С в течение 10 час пики «тодорокита» на дифрактометрических кривых исчезают полностью. По мнению П. Халбаха и его коллег, это связано с удалением молекулярной воды, находящейся в решетке минерала, при его длительном нагревании при 110°С.

Нами проделана такая же операция с рядом конкреций поднятых со станций 623, 651 и 655. С помощью центрифуги были сделаны ориентированные препараты из вещества конкреций, предварительно истертого в тонкий порошок. На фиг. 2 видно, что рудные компоненты конкреции ст. 623 не показывают отражений в области 9,6 и 4,8 А, характерных для тодорокита или 7 А, отвечающего бернесситу. На дифрактограмме конкреции со ст. 651 виден ряд пиков, могущих наводить на мысль о присутствии тодорокита, как основной фазы, и примеси бернессита.

Таблица 2

океана (по данным автора)

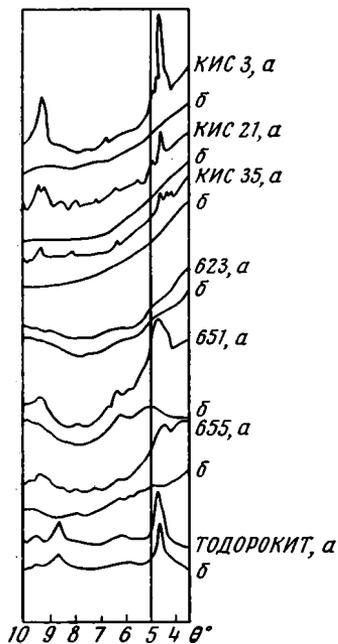
621	622	623	643	647	649	651	653	675	655
Конкреция 4990	Конкреция 5070	Конкреция 4780	Конкреция 5350	Конкреция 4950	Конкреция 4350	Конкреция 4350	Конкреция 4089	Конкреция 3980	Конкреция 3680
с малым количеством цеолитов			Красные глины с цеолитами				Красные глины с пеплами		Переходные илы
9,9	12,8	13,8	18,7	28,5	25,3	26,6	23,7	26,1	18,7
13,7	18,2	17,4	13,7	6,8	8,3	7,3	9,3	8,4	15,0
0,76	0,70	0,79	1,29	4,2	3,15	3,52	2,53	3,1	1,24

Таблица 3

природных марганцевых образований

Бобровник, Янчук, 1975, свитязированный тодорокит	Shith et al., 1968, Fe—Mn-конкреция Атлантического океана	Тодорокитовая руда (Чарко-Редондо, Куба)	Fe—Mn-конкреция Тихого океана
Голландит Голландит Голландит и гаусманит Гаусманит	Гематит Гематит и линии яkobсита Гематит и линии яkobсита Гематит и яkobсит	Появляются несколько слабых линий гаусманита Количество линий гаусманита увеличивается Гаусманит	Ослабленные линии гаусманита Линии гаусманита становятся больше

Дифрактометрическая кривая конкреции со ст. 655 показывает небольшие поднятия в тех областях, которые, вообще говоря, можно также отнести к указанным выше минералам. Для сравнения была получена дифрактометрическая картина тодорокитовой руды (Чарко-Редондо, Куба). После прогрева в течение 10 час при температуре 110° конкреций станции 651 и 655 характер кривых резко изменился, в то время как для тодорокитовой руды была получена дифракционная картина, такая же как и до ее нагревания (см. фиг. 2). То же самое получено нами и при съемке образца тодорокитовой руды до и после ее нагревания в дебаевской камере. Следовательно, применение дифрактометрического метода для изучения состава океанических конкреций вообще и, в частности, для определения марганцевых минералов не совсем оправдано и может, по нашему мнению, приводить к ошибочным



Фиг. 2. Рентгенодифрактометрические кривые естественных (а) и прогретых в течение 10 час при температуре 110° С (б) Fe—Mn-конкреций, (по Hulbach et al., 1975) — образцы КИС и автора работы (ст. 623 и др. включая тодорокит). Медный антикатод, фильтр — никелевый

результатам. По-видимому, отражения, фиксирующиеся на дифрактометрических кривых в областях около 9,7 и 4,5 А обязаны прежде всего комплексу компонентов, в которых глинистое вещество, выступающее в роли подложки, играет не последнюю роль.

Для изучения состава главных марганцевых минералов конкреций Тихого океана нами применен комплекс методов, а именно макро- и микроскопия, рентгеновский и термический анализы, а также инфракрасная спектроскопия. Рентгеновский анализ выполнен автором на приборе УРС-55 (диаметр камеры 57 мм; Cr, K α -излучение. Термический анализ проведен также автором

настоящей работы на приборе отечественного производства НТР (низкочастотный терморегулятор). Инфракрасные спектры были получены в ГИН АН СССР (аналитик Т. В. Далматов).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА Fe — Mn-КОНКРЕЦИИ И КОРОК

Изучение минерального состава Fe — Mn-корок и конкреций, отображенных по разрезу атолл Уэйк — побережье Мексики, под микроскопом показало, что все они сложены типично изотропными рудными компонентами, не обладающими двуотражением и анизотропией. Они представлены гидроокислами марганца и железа, находящимися между собой в тесном взаимном прорастании. В тесной ассоциации с ними также находится нерудное вещество кластогенного, аутигенного и биогенного происхождения. Среди кластогенных минералов наиболее часты кварц, полевые шпаты, кислые и основные вулканические стекла, глинистые минералы: монтмориллонит, слюды, хлорит, смешанослойные фазы типа слюда — монтмориллонит, каолинит. Аутигенные минералы чаще всего представлены цеолитами (главным образом филлипситом), монтмориллонитом и его производными (смешанослойные минералы) и др. В группе биогенных компонентов чаще всего присутствуют зубы акул, реже спиккулы губок, диатомеи, фораминиферы и пр. (Лисицина и др., 1976).

Среди большого количества просмотренных под микроскопом шлифов и аншлифов нам не удалось обнаружить в составе поднятых на борт судна Fe — Mn-конкреций тодорокита, бернесита и вернадита, являющихся, по мнению многих исследователей, основными марганцеворудными минералами этих океанических образований. Для сравнения мы провели рентгеновский и термический анализы руд: тодорокита (месторождение Чарко-Редондо, Куба), пиролюзита и манганита (Чиатурское месторождение, СССР). Как видно на дебаеграммах и кривых нагревания (фиг. 3, 4), методы эти достаточно надежно позволяют фиксировать в рудах марганцевые минералы в тех случаях, когда они действительно представляют главные фазы.

Рентгеновский анализ большого числа изученных макро- и микроскопически образцов Fe — Mn-конкреций и выделенных из них фракций с уд. весом 2,75—3,0 г/см³ и тяжелее 3,0 г/см³, проводимый многократно при различных экспозициях, достаточно уверенно показал нам наличие

Фиг. 3. Дебаеграммы марганцевых руд и Fe—Mn-конкреций в естественном состоянии и после прогревания до 600, 780° и 1000° С (Сг, К α -излучение, без фильтра. Обр. № 6 снят при железном неотфильтрованном излучении в Рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР)

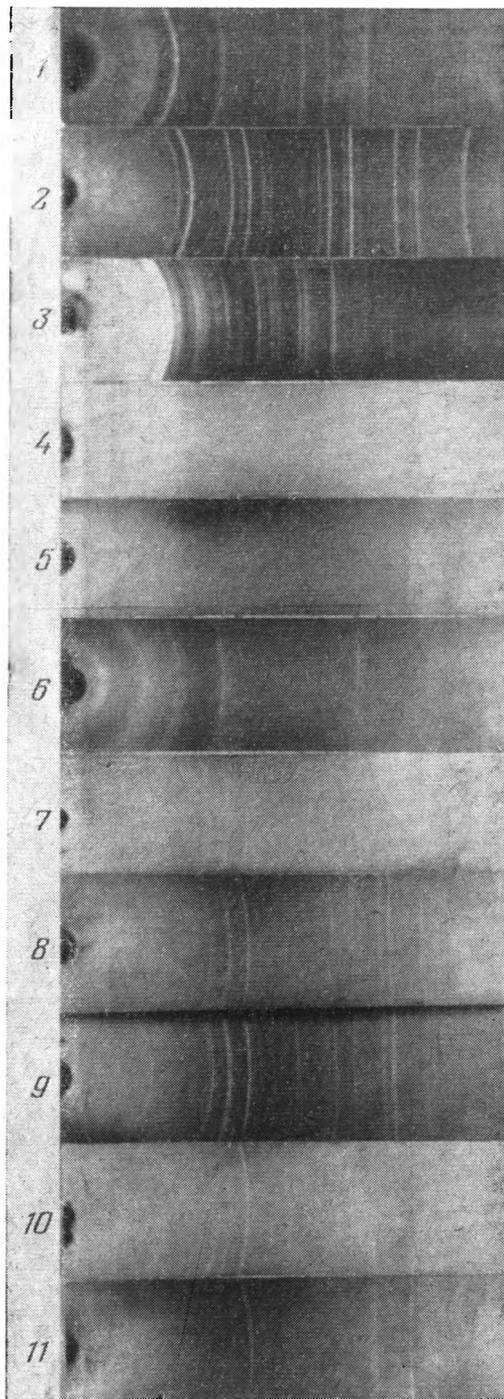
1 — тодорокитовая руда (Чарко-Редондо, Куба); 2 — манганитовая руда (Чиатурское месторождение, СССР); 3 — пиролюзитовая руда (Чиатурское месторождение); 4 — одна из дебаеграмм Fe—Mn-конкреций Тихого океана ст. 651 (фиг. 1); 5 — Fe—Mn-конкреция ст. 651—95%+5% тодорокитовой руды; 6 — Fe—Mn-конкреция ст. 651—93%+7% тодорокитовой руды; 7 — тодорокитовая руда после прогрева до 600° С; 8 — то же, после прогрева до 780° С; 9 — то же, после прогрева до 1000° С; 10 — Fe—Mn-конкреция ст. 651 после прогрева до 780° С; 11 — то же, после прогрева до 1000° С

в океанических рудах (конкрециях и корках) только аморфной фазы (см. фиг. 3).

Не улавливаются тодорокит, бернессит и вернадит в составе изученных нами конкреций и корок и их фракциях также и с помощью термического анализа и метода инфракрасной спектроскопии. Действительно, при сравнении кривых нагревания тодорокитовой руды, природного (Okada, 1961) и синтезированного (McMurdie, Golovato, 1948) бернесситов с кривыми нагревания Fe—Mn-конкреций Тихого океана легко убедиться в их достаточно четких различиях, лишней раз подтверждающих отсутствие указанных выше минералов в составе изученных нами образований или возможность их присутствия в чрезвычайно малых количествах, не превышающих порог чувствительности этого метода (см. фиг. 4).

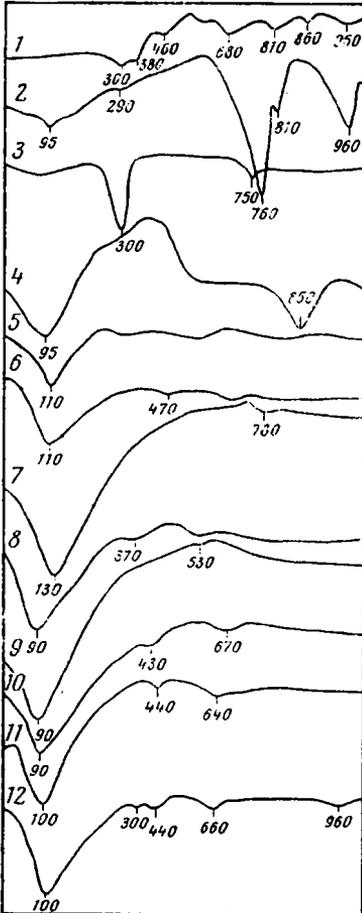
Термические кривые разных конкреций в ряде случаев несколько отличаются друг от друга.

Сходным у них является большой эндотермический эффект при 90—110° С, отражающий удаление несвязанной и весьма слабо связанной воды. Появление небольших по величине эндотермических остатков при более высоких температурах, на наш взгляд, может указывать на некоторую неоднородность состава Fe—Mn-океанских руд, что подтверждается химическими анализами их фракций, полученных при



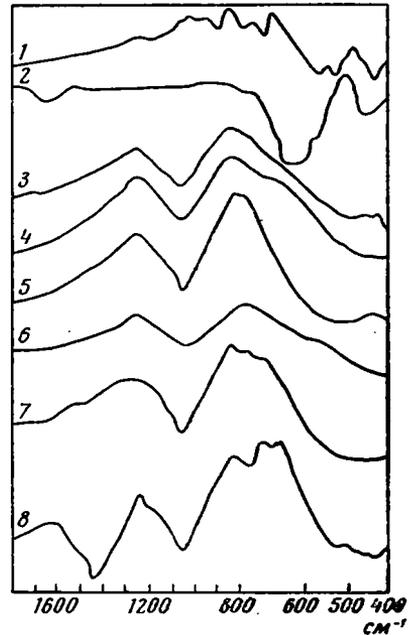
центрифугировании в тяжелых жидкостях. Проанализированные нами образцы океанических руд и выделенных из них фракций с уд. весом 2,5—3,0 и тяжелее 3,0 г/см³ методом инфракрасной спектроскопии также свидетельствуют об отсутствии в их составе таких минералов, как

тодорокит и бернессит (фиг. 5). Предварительно растертый материал конкреций станций 651 и 623 был смешан с также растертой тодорокитовой рудой таким образом, что получалось 95% конкреции+5% тодорокитовой руды, 93% конкреции+7% тодорокитовой руды и 90% конкреции+10% тодорокитовой руды. После тщательного



Фиг. 4

Фиг. 4. Кривые нагревания Fe—Mn-конкреций Тихого океана и марганцевых руд 1 — тодорокитовая руда; 2 — пиролюзитовая руда; 3 — манганитовая руда; 4 — σ -MnO₂ (синтезированный) (по McMurdie, Golovato, 1948); 5 — бернессит (природный) по Okada, 1961; 6 — ст. 612 — конкреции; 7 — то же, ст. 623; 8 — то же, ст. 675; 9 — то же, ст. 622; 10 — то же, ст. 641; 11 — конкреции ст. 651 — 95% + 5% тодорокитовой руды; 12 — конкреции ст. 651 — 90% + 10% тодорокитовой руды (Чарко-Редондо, Куба)



Фиг. 5

Фиг. 5. Инфракрасные спектры марганцевых образований 1 — тодорокитовая руда (Чарко-Редондо, Куба); 2 — бернессит (по Okada, 1961); 3 — конкреции ст. 612; 4 — то же, ст. 623; 5 — то же, ст. 675; 6 — то же, ст. 651; 7 — конкреции ст. 651 — 95% + 5% тодорокитовой руды (Чарко-Редондо, Куба); 8 — конкреции ст. 651 — 90% + 10% тодорокитовой руды

перемешивания, полученные смеси анализировались с помощью рентгеновского порошкового метода и методами термографии и инфракрасной спектроскопии. Как видим на фиг. 3, рентгеновский анализ ощутил присутствие тодорокита при наличии его в образце в количестве 5%. На термических и спектроскопических кривых наличие тодорокита отмечается примерно с 10% (или близко к этой цифре, см. фиг. 4, 5). Следовательно, если бы в изученных нами Fe—Mn-конкрециях и корках имелось хотя бы 5% тодорокита (бернессита, вернадита или любого дру-

того марганцевородного кристаллического вещества), то он непременно был бы нами обнаружен с помощью методов, примененных в данной работе.

Многие исследователи использовали фазовый анализ для познания состава природных и искусственно приготовленных марганцевых минералов, прогревая их до определенных температур с последующим рентгеновским (химическим и др.) анализом каждой из образующихся в результате такой операции фаз. Г. Мак-Мерди и Е. Гологато (McMurdie, Golovato, 1948) нагревали серии синтезированных ими марганцевых минералов до температур 600, 700, 800, 900 и 1000°С. Среди изучаемых этими исследователями образований были криптомелан и δ -MnO₂ (бернессит). По мнению Мак-Мерди и Гологато (к сожалению, в их работе не приведены данные рентгеновского анализа), криптомелан при нагревании до 700°С полностью не изменяется. На дебаграммах после прогрева наряду с линиями криптомелана в одном из образцов появляются линии биксбиита, а в другом — гаусманита. При повышении температуры исходное вещество одного из образцов полностью переходит в биксбиит, а другое в гаусманит. Этот переход устанавливается при температуре 800°С (табл. 3). Бернессит при нагревании до 600—700°С показывает картину криптомелана и биксбиита. При последующем подогреве образцов бернессита до 900°С на рентгенограммах устанавливается биксбиит, а с 1000°С — гаусманит.

Р. Шит и др. (Shith et al., 1968) при изучении ряда Fe — Mn-конкреций Атлантического океана установили, что рудный материал, слагающий эти образования, является рентгеноаморфным.

Нагревание образцов в муфельной печи на воздухе в течение 72 час до 200, 500, 650 и 870°С показало, что начиная с 500°С исходное вещество преобразуется в гематит. При дальнейшем прогреве появляются и линии якобсита, вначале весьма ослабленные, но заметно усиливающиеся при повышении температуры.

После прогревания ряда Fe — Mn-конкреций, поднятых на северо-востоке Тихого океана, при 850°С в течение 1 часа, с помощью рентгеновского анализа установлены новые фазы — биксбиит и гаусманит (Investigations of deep..., 1972).

Д. П. Бобровник и Э. А. Янчук (1975) в основном с помощью термического и рентгеновского анализов изучили поведение при нагревании искусственно приготовленного тодорокита. По их мнению, при подогреве тодорокита до температуры 360°С происходит удаление воды с перестройкой структуры тодорокита в голландит. При дальнейшем нагреве (с максимумом при 750°С) голландит частично переходит в гаусманит. Полный его переход в этот минерал устанавливается ими при температуре 970°. Нами также изучено поведение при нагревании тодорокитовой руды (Чарко-Редондо, Куба) и Fe — Mn-конкреций Тихого океана, отобранных со станций 612, 623, 643, 655 и 675. Каждый из образцов вначале доводился до температуры 600°С, затем до 780° и наконец до 1000°С. Полученные фазы анализировались рентгеновским путем (камера, Сг, K α -излучение). При нагревании руды до 600°С тодорокит частично трансформируется в гаусманит (несколько ослабленных линий этого минерала), затем при 780°С линий гаусманита становится больше и при 1000°С тодорокит полностью переходит в гаусманит (см. фиг. 3, табл. 4).

Отлично ведут себя при нагревании Fe — Mn-конкреции, которые при этом показывают весьма сходную рентгеновскую картину. При прогреве до 600°С дебаграммы указывают на наличие аморфного вещества, как и до нагревания конкреций при их воздушно-сухом состоянии. При 780°С на рентгенограммах вырисовываются линии, указывающие на начало преобразования исходного вещества, слагающего конкреции, в гаусманит. При 1000°С количество линий гаусманита становится боль-

линий марганцевых руд и конкреций

руды		Тодорокитовая руда (Чарко-Редондо, Куба) после нагревания						Fe-Mn-конкреции Тихого океана после нагревания				Investigation of deep.... 1974				
Чарко-Редондо												Станции				
тодорокитовая		до 1000° С		до 780° С		до 600° С		до 1000° С		до 780° С		72213		72206		
d	t	d	t	d	t	d	t	d	t	d	t	d	i	d	t	
9,40	10															
												4,82	20	3,88	20	
4,71	2															
4,26	2									4,00	3					
3,69	8									3,68	1			3,66	20	
3,34	6					3,41	2									
								3,27	1			3,20	20	3,14	20	
		3,04	1			3,04	8									
		2,87	1	2,99	2			2,99	2							
2,71	1	2,76	10	2,80	2			2,81	2			2,96	30	2,96	40	
2,64	2									2,74	10					
				2,55	10							2,53	100	2,53	100	
		2,34	1	2,32	0,5					2,36	1			2,36	30	
2,13	2			2,12	2			2,13	2			2,10	20	2,10	40	
1,98	3	2,03	1							2,04	2					
		1,80	2	1,81	1			1,80	2	1,80	2					
				1,73	1			1,72	2	1,70	2	1,72	10	1,66	40	
1,69	1	1,69	2	1,63	8			1,64	5			1,62	30	1,62	40	
1,67	1															
1,54	2	1,58	3			1,57	1			1,59	4					
1,51	1	1,54	3	1,50	10	1,54	1	1,51	10	1,55	6					
										1,42	4	1,49	40			
		1,44	4			1,42	2			1,43	1					
								1,35	2							
								1,30	3							

ных составляющих океанских Fe—Mn-конкреций были получены и до нас (Goldberg, 1954; Shith et al., 1968; Investigation of deep.... 1974).

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Состав, строение и особенности образования железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— В сб.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Текстура и минеральный состав железо-марганцевых конкреций южной части Тихого океана.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 2.
- Андрущенко П. Ф. Минеральный состав и текстуры железо-марганцевых конкреций.— В сб.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— Тр. Ин-та океанологии. М., «Наука», 1976, т. 109.

- Базилевская Е. С.* Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М., «Наука», 1976.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф.* Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
- Бобровник Д. П., Янчук Э. А.* Строения тодорокита, полученного в лабораторных условиях.— Минералогический сборник, 1975, вып. 2, № 29.
- Величко Е. А.* К проблеме освоения океанских железо-марганцевых конкреций.— В кн.: Геология моря. Вып. 4, Л. Изд. НИИГА Мин. геол. СССР, 1975.
- Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А.* Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики.— В сб.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Глаголева М. А.* Закономерности изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Зотов А. В.* Современное образование некоторых марганцевых минералов на вулкане Менделеева на о. Кунашир.— Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, 1968, ч. ХСVII, вып. 3.
- Кондрашов Ю. Д.* О взаимных переходах разновидностей двуокиси марганца.— Неорганическая химия, 1957, т. 4, вып. 40.
- Кондрашов Ю. Д., Заславский А. И.* Структура модификации двуокиси марганца.— Изв. АН СССР. Сер. физ., т. 15, № 2, 1951.
- Лисицина Н. А., Дворецкая О. А.* Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С.* Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А.* Донные осадки на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Меро Дж.* Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.
- Семенов Е. И.* Редкие элементы в гидроокислах алюминия, железа, кремния и марганца из кор выветривания и гидротермалитов осадочных массивов.— Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17.
- Скорнякова Н. С.* Марганцевые конкреции в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 3.
- Скорнякова Н. С.* Рассеянные Fe, Mn, Ti и некоторые малые элементы в осадках, вмещающих железо-марганцевые конкреции.— В сб.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М., «Наука», 1976.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф.* Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф.* Железо-марганцевые конкреции Центрального района южной части Тихого океана.— Океанология, 1968, т. VIII, вып. 5.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф.* Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф.* О некоторых чертах морфологии и внутреннего строения железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
- Скорнякова Н. С., Базилевская Е. С., Гордеев В. В.* Некоторые вопросы минералогии и геохимии железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Геохимия, 1975, № 7.
- Barnes S.* Minor element composition of Ferromanganese nodules.— Science, 1967, v. 157, No. 3784.
- Berry L. G., Thompson R. M.* X-ray Powder Data for Ore Minerals (The Peacock Atlas).— Geol. Soc. Amer., N. Y., 1962.
- Bricker O.* Some stability relations in the system MnO_2 , H_2O at 25° and one atmosphere total pressure.— Amer. Mineral., 1965, v. 50, No. 9.
- Burns R., Fuerstenau D.* Electronprobe determination of interelement relationships in Manganese nodules.— Amer. Mineral., 1966, v. 51, No. 56.
- Büser W. und Grütter A.* Über die Natur der Manganknollen Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt. 1956, Bd. 36.
- Büser W.* The nature of iron and manganese compounds in manganese nodules.— Intern. Oceanogr. Congr. Preprints Publ. Amer. Assoc. Advancement Sci. Washington, 1959.
- Cole W., Wadsley A., Walkley A.* An X-ray diffraction study of manganese dioxide.— Transaction Electrochem. Soc., 1948, v. 92.
- Copeland L., Griffin F., Schertzinger C.* Preparation of a fry cell depolarizer by oxidation of manganese hydroxide.— Transaction Electrochem. Soc., 1947, v. 92.
- Cronan D., Tooms J.* Geochemistry of manganese nodules from the N. W. Indian Ocean. Deep-Sea Res., 1967, v. 14, No. 2.
- Cronan D., Tooms J.* The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, n. 4.
- Feitknecht W., Marti W.* Über die Oxydation von Mangan (II) — hydraxyl mit molekularen sauerstoff.— Helv. Chim. Acta, 1945, Bd 28, 129.
- Feitknecht W., Marti W.* Über Manganite und kunstichen Braunstein. Helv. Chim. Acta, 1945, Bd 28, 148.
- Frondel C., Marvin U., Ito J.* Notes and news date on birnessite and hollandite.— Amer. Mineral., 1960, v. 45, No. 7/8.

- Frondel C., Marvin U., Ito J.* New occurrence of todorokite.— *Amer. Mineral.*, 1960, v. 45, No. 11—12.
- Giovanoli R.* A simplified scheme for polymorphism in the manganese dioxide.— *Chimia*, 1969, v. 23, No. 12.
- Giovanoli R., Stahli E., Feithnecht W.* Uber struktur und reaktivitet von mangan (IV) oxiden. *Chimia*, 1969, v. 23, No. 7.
- Glasby G.* The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments.— *Marine Geol.*, 1972, v. 13.
- Goldberg E. D.* Marine geochemistry, 1-Chemical scavengers of the sea.— *J. Geol.* 1954, v. 62.
- Grill E., Murray I., Macdonald R.* Todorokite in Manganese nodules from a British Columbia fiord.— *Nature*, 1968, v. 219.
- Hariya Y.* Mineralogical studies on todorokite and birnessite from the todorokit mine, Hokkaido.— *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, 1961, v. 45.
- Hulbach P., Ozkara M., Hense J.* The Influence of metal content on the Physical and Mineralogical properties of pelagic Manganese nodules.— *Mineral. Deposit*, 1975, v. 10, No. 4.
- Investigations of deep sea mineral resources in the Northwest Pacific Ocean. (Ed. H. Takeda).— *Geol. Survey of Japan. Cruise Report*, 1972, No. 1.
- Ioshimura T.* Todorokite, a new manganese mineral from the Todorokite mine, Hokkaido, Japan.— *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.* (1934), ser. 4, v. 2, No. 289.
- Jeffries D., Stumm W.* The metaladsorption chemistry of Buserite.— *Canad. Mineral.* 1976, v. 14.
- Jones L., Milne A.* Birnessite, new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland.— *Mineral. Mag.* 1956, v. 31.
- Levinson A.* Birnessit from Mexico.— *Amer. Mineral.* 1962, v. 47.
- Ljunggren P.* Differential thermal analysis and X-ray examination of Fe and Mn bog ores.— *Geol. foren. i Stockholm forhandl.*, 1955, b. 77, h. 2, No. 481.
- Manheim F.* Manganese-iron accumulations in the shallow Marine Environment.— *Naragansett Marine Lab., Occasional Publ.*, 1965, v. 3.
- McMurdie H. F.* Microscopic and diffraction studies on dry cells and their raw materials.— *Trans. Electrochem. Soc.*, 1944, v. 86.
- McMurdie H. F., Golovato E.* Study of modifications of manganese dioxide.— *J. Res. Nat. Bur. Standards*, 1948, v. 41, No. 6.
- Meylan M., Goodell H.* Mineralogy of manganese nodules from the Southern Ocean (abstr.) — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1968, No 115.
- Murray J., Renard A.* Report on the Scientific Results of the voyage of H. M. S.— «Chalender», Eyre and Spottiswoode, London, 1891.
- Okada K.* Thermal study on some birnessite.— *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrolog. and Economic Geol.*, 1961, v. 46, No. 2.
- Ostwald J., Frazer F.* Chemical and Mineralogical Infestigation on Deep-sea Manganese nodules from the Southern Ocean.— *Mineral. Deposits*, 1973, v. 8, No. 4.
- Piper D.* Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38.
- Price N.* Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments.— *Marine Geol.*, 1967, v. 5.
- Price N., Calvert S.* Compositional variation in Pacific ocean Ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation Rates.— *Marine Geol.*, 1970, v. 9, N 3.
- Samson H., Wadsley A.* A manganese oxide mineral from Buchan Victoria.— *Amer. Mineral.*, 1948, v. 33, No. 11—12.
- Simons F., Straczek J.* Geology of the manganese deposits of Cuba.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1958, No. 1057.
- Shith R. E., Gassaway J. D., Giles N. M.* Iron-Manganese Nodules from Nares Abyssal Plain. *Geochemistry and Mineralogy.*— *Science*, 1968, v. 161, No. 3843.
- Sorem R., Foster A.* Marine manganese nodules: Importance of structural analysis. 24-th Int. Geol. Congr. Montreal, Sec. 8, 1972.
- Von Heimendahe M., Huberd G., Fuerstenan D., Thomas G.* A transission electron microscope study of deep-sea manganese nodules.— *Deep-Sea Res.*, 1976, v. 23, No. 1.
- Wadsley A. D.* Synthesis of some hydrated manganese minerals.— *Amer. Mineral.*, 1950, v. 35.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
5.1.1977

УДК 551.311.231 : 553.31.9(470.21 + 22)

**РОЛЬ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ФОРМИРОВАНИИ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

В. Я. ЕВЗЕРОВ

На основе сопоставления вещественного состава морены с составом дочетвертичных геологических образований установлено, что одним из основных источников обломочного материала ледниковых отложений являлась неогеновая кора выветривания гидрослюдистого типа. Показано, что только при перетолжении ее продуктов в антропогене формировались сколько-нибудь значительные по масштабам россыпи ближнего сноса с относительно высоким содержанием полезных минералов. Доказывается, что наиболее перспективны на россыпи ближнего сноса приледораздельные области, где экзарационное воздействие скандинавских ледниковых покровов на подстилающие породы было минимальным.

Установление регионального распространения доледниковой коры выветривания в северо-восточной части Балтийского щита (Сидоренко, 1956, 1958) дало толчок изучению образований элювиального парагенетического ряда этого региона и позволило высказать мнение о перемещении ледниками в четвертичный период больших масс выветрелого материала (Сидоренко, 1960). В дальнейшем было установлено, что на Балтийском щите распространены линейная каолиновая кора выветривания мезозойско-палеогенового возраста и площадная неогеновая кора выветривания гидрослюдистого типа (Афанасьев, 1972_а), отвечающие мезозойскому и кайнозойскому (дочетвертичному) этапам континентального развития региона (Афанасьев, 1976). Первая из них в настоящее время распространена в пределах зон, длина которых варьирует от 100 м до 2,5 км, а ширина от 50 метров до 1 км, и имеет мощность 2—28 м. Некогда она покрывала значительную часть пенепленизированной поверхности Балтийского щита (Афанасьев, 1976). При образовании каолиновой коры выветривания в верхней ее зоне разрушались все неустойчивые и промежуточные по устойчивости к агентам химического выветривания минералы, такие как биотит, мусковит, амфиболы, пироксены, полевые шпаты и другие, а синтезировался главным образом каолинит. Теплый и влажный климат, благоприятный для каолинового выветривания пород фундамента Балтийского щита, имел место с верхнего триаса по эоцен включительно. Вполне вероятно, что в этом временном интервале каолиновая кора выветривания неоднократно возникала и размывалась частично или полностью в связи с неравномерными колебательными движениями всего региона и отдельных его частей (Афанасьев, 1972_а). Более или менее определенно можно пока говорить только о размыве в конце палеогена, вызванном установленным Ю. А. Мещеряковым (1965) поднятием Балтийского щита.

Гидрослюдистая кора выветривания развита на водораздельных пространствах, пологих склонах возвышенностей и предгорных равни-

нах. Площадь отдельных ее останцов ориентировочно составляет десятки (до сотен) квадратных километров; мощность изменяется от 5 до 20 м, достигая на породах ультраосновных-щелочных массивов 50 м и более. Гидрослюдистая кора выветривания представлена глинисто-песчанистыми или глинисто-древянистыми продуктами, среди которых часто встречаются округлые останцы менее измененных или измененных только по периферии исходных пород. Выветривание происходило в умеренном климате, вероятно, в миоцене — нижнем плиоцене, что отвечает миоплиоценовому этапу выравнивания на Русской равнине. При образовании гидрослюдистой коры выветривания помимо механического разрушения пород протекали процессы выщелачивания, гидратации и частичного гидролиза. Типоморфными минералами являются гидрослюды и вермикулит, возникшие в результате изменения главным образом триоктаэдрических слюд. В очень небольшой степени разрушались амфиболы, пироксены и полевые шпаты. Из продуктов разрушения в малых количествах синтезировались галлуазит, каолинит и нонтронит.

В плиоцене описываемая кора выветривания частично размывалась; на склонах возвышенностей и в пределах предгорных равнин формировались сходные с нею по составу делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, а в депрессиях накапливались озерные осадки. Склоновые образования устанавливались в ряде пунктов региона. Озерные отложения до сих пор не обнаружены. Косвенным указанием на их существование в прошлом служит присутствие, иногда в довольно большом количестве, пресноводных неогеновых диатомей в антропогеновых осадках.

В конце плиоцена произошло существенное похолодание, и в последующий четвертичный период на всем его протяжении климат оставался менее благоприятным, чем в миоцен-нижнеплиоценовое время. Господствующим на Балтийском шите стало физическое выветривание: началось образование древесно-щебнисто-глыбового элювия, продолжающееся по сей день. Химическое выветривание ограничивалось выщелачиванием и гидратацией, в результате чего возникали различного рода гидрослюдистые минералы (Афанасьев, 1964; Евзеров, 1971). Имело место также частичное разложение ряда главным образом неустойчивых минералов. Наиболее интенсивно оно протекало в подзолистом горизонте почв, где разрушались все темноцветные минералы: биотит, роговая обманка, пироксены. Однако это разложение не сопровождалось синтезом каких-либо слоистых силикатов и не затрагивало полевые шпаты (Афанасьев, 1972_б). Каолинит вообще не образовывался в четвертичный период (Афанасьев, 1964; Евзеров, 1966).

Крупнообломочный элювий в плиоцене не получил сколько-нибудь существенного развития ввиду того, что большие площади занимала гидрослюдистая кора выветривания и продукты ее переотложения. В антропогене он формировался главным образом в короткие периоды межледниковий на небольших участках, не покрытых осадочными антропогеновыми и более древними рыхлыми образованиями различного генезиса. Мощность его, судя по мощности современного элювия, не превышала 1—2 м. В силу отмеченных обстоятельств суммарный объем древесно-щебнисто-глыбового элювия несомненно меньше объема продуктов неогеновой коры выветривания.

В антропогене основная масса продуктов разрушения коренных пород перемещалась по территории Кольского полуострова покровными ледниками и в ходе движения и таяния последних отлагалась в виде морены, в меньшей степени флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков. Поэтому при выяснении вопроса о характере связи состава антропогеновых отложений с составом древних кор выветривания наибольший интерес представляют результаты изучения материала, слагающего морену. Прежде чем переходить к их рассмотрению, отметим,

Краткое описание выветрелых обломков

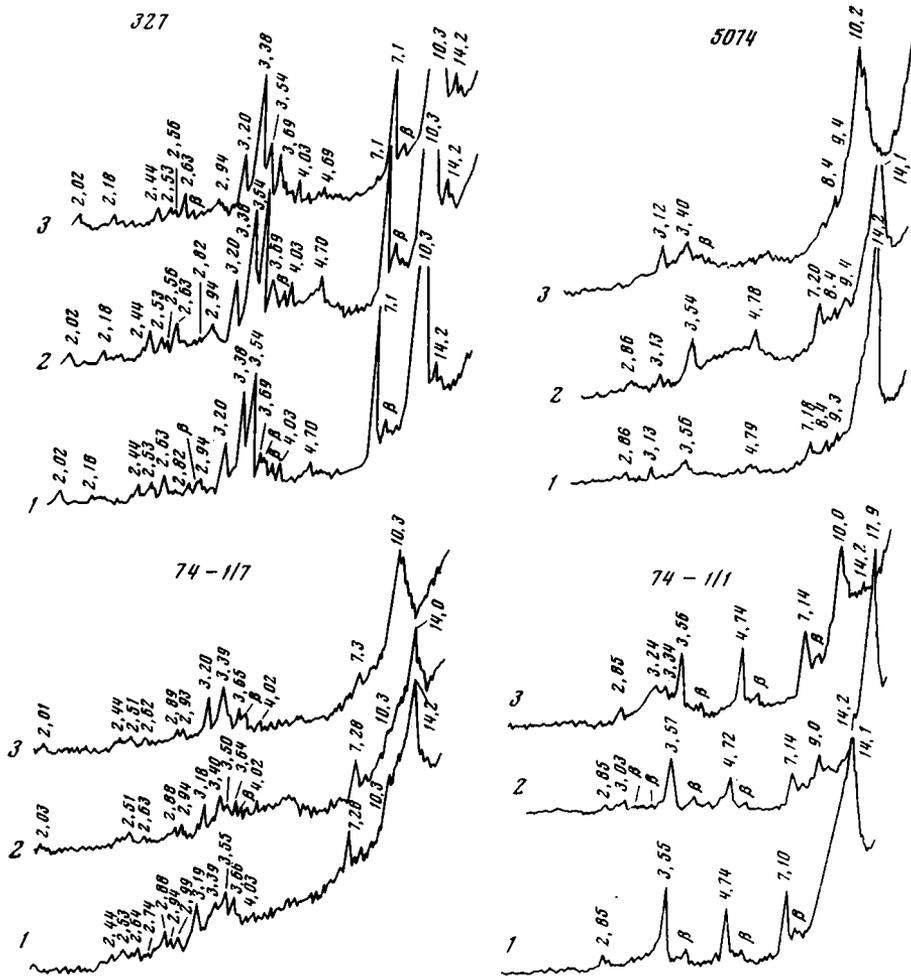
№ образца	Место взятия образца	Характеристика выветрелых галек и валунов	Исходная порода и ее минеральный состав, %
327	Район массива Пильгуряви	Валун размером до 2 м в поперечнике с коркой выветрелого минерала толщиной порядка 1 см	Габбро. Авгит (~50), альбит (20—30), эпидот (~20), хлорит (~5), титаномагнетит (<1) Пироксенит
5074	8-й км дороги на восточном побережье губы Западной Лицы	Валун размером до 0,5 м в поперечнике с коркой выветрелого материала толщиной 15—20 см	Перидотит. Оливин (~40), моноклинный пироксен (~40), плагиоклаз (~15), флогопит (~5) Пикритовый порфирит.
74-1/7	Перевал горы Крестовой в окрестностях г. Кандалакши	Валун размером до 0,3 м в поперечнике с коркой выветрелого материала толщиной 3—5 см	Во вкрапленниках моноклинный пироксен. Основная масса: флогопит (~30), хлорит и серпентин (~35), карбонат (~20), моноклинный пироксен (~5), рудные, в том числе перовскит (10)
74-1/1	То же	Валун размером до 0,2 м в поперечнике, выветрелый почти по всему объему	Сильно измененная ультраосновная порода
74-1	»	Валун размером до 0,2 м в поперечнике, превращенный почти нацело в супесь	

Примечание. Образцы 327 и 5074 любезно представлены В. Н. Макаровым и И. И. Киселевым, остальные отобраны В. Я. Евзеровым. Минеральный состав исходных пород определен В. Н. Макаровым и Ю. М. Кирнарским.

что, по ориентировочным подсчетам Н. И. Николаева и А. И. Медянцева (1966), с Балтийского кристаллического щита за антропогенный период снесен слой пород мощностью в 35 м. Учитывая приведенные выше данные о распространении и мощности остатков древних кор выветривания и более молодого элювия, можно вполне обоснованно полагать, что в общем объеме как снесенного со щита, так и отложенного в его пределах ледниками обломочного материала существенную часть составляли продукты гидрослюдистой коры выветривания.

Это логичное заключение находит многочисленные фактические подтверждения (Сидоренко, 1958; Афанасьев, Атаманов, 1974; Евзеров, 1975). Ледниковые отложения, залегающие непосредственно на продуктах древнего выветривания, обогащены последними. В редких случаях они представляют собой смесь материала коры выветривания с небольшим количеством эрратических валунов. Примером может служить морена, лежащая на продуктах выветривания флогопит-оливин-диопсидовых пород Ковдорского массива (Афанасьев, Атаманов, 1974). Значительно чаще в морене встречаются отдельные оторженцы выветрелых пород и минералы-индикаторы древних кор выветривания — каолинит и метагаллуазит. Таковы, по данным А. В. Сидоренко, А. П. Афанасьева и автора, ледниковые отложения, перекрывающие коры выветривания следующих районов: станций Апатиты, Кола и Цагинского массива (Сидоренко, 1958), Титанского известкового завода (Афанасьев, 1964), Ловозерских и Панских тундр.

Морена, развитая на некотором удалении от останцов неогеновой коры выветривания, тоже почти повсеместно содержит в своем составе выветрелый материал. В ней наряду с крупными обломками свежих пород разнообразного петрографического состава и формы часто присутствуют выветрелые гальки и валуны. Они средне, иногда хорошо окатаны и тяготеют к основанию моренного пласта. Чаще всего встречаются измененные обломки пород основного и ультраосновного, реже кислого со-



Фиг. 1. Дифрактограммы воздушно-сухих (1), насыщенных глицерином (2) и прокаленных при 400°С в течение 1 часа (3) ориентированных препаратов глинистых фракций обломков выветрелых пород, встречающихся в морене

става. Они неоднократно отмечались А. В. Атамановым, В. Н. Макаровым, И. И. Киселевым (личные сообщения) и В. Я. Евзеровым в морене северо-западных, центральных, южных и юго-западных районов Кольского полуострова. Гальки и валуны во всех местонахождениях изменены либо только с поверхности, либо по всему объему. В последнем случае, как правило, сохраняется текстурный рисунок исходной породы, а также некоторое количество неустойчивых, большинство умеренно устойчивых и все устойчивые к агентам выветривания минералы. Иногда исходная порода почти нацело превращена в супесь и с трудом распознается. Контуры таких галек и валунов четкие, хорошо различимые в естественных и искусственных обнажениях. Описание части выветрелых обломков, отражающее разнообразие преобразований исходных пород в зоне гипергенеза, приведено в таблице.

Для определения новообразованных минералов нами изучен рентгеновским методом состав глинистых частиц продуктов выветривания 12 валунов. Характерные рентгенограммы показаны на фиг. 1.

В глинистой фракции выветрелого габбро доминируют иллит и хлорит. Первому на дифрактограмме воздушно-сухого препарата принад-

лежат базальные рефлексы 10,3 Å (001), 3,39 (003), 2,56 (004), 2,02 Å (005), второму — 14,2 Å (001), 7,1 (002), 4,72 (003), 3,54 (004), 2,82 Å (005). Все эти рефлексы остаются неизменными при насыщении препарата глицерином и прокаливании.

Отмечается также примесь альбита. Его рефлексы — 4,03; 3,67; 3,19; 2,92; 2,63; 2,53; 2,44 Å — сохраняются при всех видах обработки препарата, включая растворение в слабой соляной кислоте. Из сравнения минерального состава глинистой фракции с составом исходной породы следует, что в процессе выветривания образовался только иллит, очевидно, за счет изменения полевого шпата, а хлорит и альбит являются остаточными минералами.

Минеральный состав глинистой фракции выветрелых ультраосновных пород специфичен и разнообразен. Глинистые частицы, выделенные из выветрелых корок валунов (образцы 74-1/7 и 5074), представлены в основном вермикулитом. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов фиксируются следующие базальные отражения этого минерала: 14,0—14,2 Å (002), 7,18—7,28 (004), 4,78—4,79 (006), 3,54—3,66 (008), 2,86—2,88 Å (0.0.10). Они не изменяются при насыщении препарата глицерином. Прокаливание приводит к сокращению межплоскостных расстояний вследствие потери межпакетной воды; появляются рефлексы 10,2—10,3, 3,44 Å. В глинистой фракции образца 74-1/7, едва затронутого выветриванием, сохранились, вероятно, реликты флогопита, о чем свидетельствует наличие на дифрактограммах воздушно-сухого и насыщенного глицерином препаратов рефлексов 10,3 Å (001), 5,08 (002), 3,39—3,40 Å (003) и, кроме того, имеется примесь полевых шпатов с рефлексами 4,03; 3,20; 2,98; 2,94; 2,88; 2,64; 2,44 Å. В образце 5074 в качестве примеси установлены тальк с рефлексами 9,3—9,4 (002), 3,13 Å (006) и амфибол — 8,4 Å.

В глинистой составляющей валунов, выветрелых по всему объему, в том числе и превращенных в супесь, доминирует разбухающий минерал из группы монтмориллонита. На дифрактограмме воздушно-сухого препарата (см. фиг. 1, образец 74-1/1) ему отвечает базальный рефлекс 14,1 Å (002). После насыщения глицерином межплоскостное расстояние увеличивается до 17,9 Å (появляется также кратное ему отражение 9,0 Å), а прокаливании приводит к сокращению его до 10 Å. Помимо разбухающего минерала в образце имеется хлорит с рефлексами 14,2 Å (001), 7,1—7,2 (002), 4,72—4,74 (003), 3,55—3,57 Å (004). Важно отметить, что в ряде образцов, подобных рассмотренному, после обработки горячей соляной кислотой сохраняются отражения порядка 7 и 3,5 Å, в то время как рефлекс 14 Å полностью исчезает. С учетом состава исходных пород это свидетельствует о присутствии в глинистой фракции сунгулита — магнезиального аналога каолинита.

Таким образом, данные рентгенометрических исследований в сопоставлении с минеральным составом ультраосновных пород, приведенным в таблице, показывают, что в процессе выветривания возникли вермикулит, разбухающий минерал из группы монтмориллонита (скорее всего сапонит) и сунгулит. Они образовались в результате изменения флогопита, оливина и, вероятно, хлорита. Присутствующие в глинистой фракции флогопит, полевые шпаты, тальк и актинолит являются реликтовыми минералами.

В крупных валунах амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов, приуроченных, как правило, к основанию моренного пласта, иногда практически весь биотит оказывается превращенным в вермикулит.

Приведенные в начале статьи данные о характере гипергенного изменения пород в различные отрезки времени позволяют заключить, что выветривание габбро и части обломков ультраосновных пород, сопровождавшееся синтезом иллита и сунгулита, несомненно происходило в дочетвертичное время, скорее всего в неогене. Иными словами, эти

обломки являются отторженцами. Они принесены ледником из близлежащих районов развития гидрослюдистой коры выветривания. Наиболее вероятно, что и валуны ультраосновных пород и гнейсов, изменение которых в зоне гипергенеза на зашло дальше образования вермикулита, тоже отторгнуты от той же коры выветривания. Охарактеризованные выше отторженцы, очевидно, представляют собой не что иное как округлые останцы менее измененных, чем основная масса, или измененных только по периферии исходных пород, которые, как отмечалось, встречаются в гидрослюдистой коре выветривания. Их захват ледником с последующим отложением и объясняет наличие в разной степени выветрелых обломков в толще морены. Останцы транспортировались на небольшие расстояния в приподошвенном слое льда, который был, вероятно, насыщен обломочным материалом различного размера. Высокая концентрация последнего во льду и постепенность его обезвоживания в процессе превращения в морену обусловили сохранность четких контуров выветрелых обломков, приобретенных ими при перемещении.

Изложенный материал позволяет подойти к оценке роли гидрослюдистой коры выветривания как источника обломочного материала антропогенных отложений. Но прежде необходимо обратить внимание на следующие обстоятельства. Продукты неогенового выветривания содержат мало минералов-индикаторов, позволяющих уверенно диагностировать их в более молодых образованиях, и, кроме того, они слабо изменены гипергенными процессами в нижней части профиля. Типоморфные минералы неогеновой коры выветривания — гидрослюды — на данной стадии изучения неотличимы от гидрослюд, образовавшихся в конце плиоцена и антропогене. Обломочный материал, попадавший в тело развивавшихся в антропогене ледниковых покровов, не просто переотлагался, но дробился и истирался при перемещении, вследствие чего генерировались как песчано-алевритовые, так и глинистые частицы. Поэтому в мелкоземе морены всегда содержится значительно больше свежего материала, чем в мелкоземе исходных выветрелых пород.

С учетом отмеченных обстоятельств приведенных в статье данных, на наш взгляд, вполне достаточно для того, чтобы заключить, что гидрослюдистая кора выветривания являлась по меньшей мере одним из основных источников обломочного материала ледниковых отложений всего рассматриваемого региона, а не отдельных его участков, как полагают А. В. Атаманов и А. П. Афанасьев (1974). Сделанный вывод правомерно распространить практически на весь покров терригенных антропогенных отложений Кольского полуострова, поскольку развитые здесь морские, озерные и речные отложения формировались в ходе переработки, в основном, образований ледникового парагенетического ряда.

На основе изложенного естественно предположить, что наиболее выветрелый материал сносился и отлагался в периоды ранних антропогенных оледенений и что именно этим, а не воздействием наложенных процессов, как принято считать, объясняется характерная для ледниковых отложений закономерность, заключающаяся в большей выветрелости древних морен сравнительно с молодыми.

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о роли древних кор выветривания в формировании антропогенных россыпей. В результате многолетнего изучения континентальных россыпей титановых минералов на Кольском полуострове установлено, что за счет продуктов морозного выветривания пород, богатых полезными минералами, даже при достаточно совершенной дифференциации обломочного материала по крупности, возникали россыпи с более низким содержанием титановых минералов, чем исходные коренные породы.

Исследования последних лет показали, что наличие неогеновой коры выветривания является одним из определяющих факторов образования сколько-нибудь значительных по масштабам россыпей с относительно

высоким содержанием полезных минералов. Такие россыпи формировались на Кольском полуострове лишь при переотложении различными агентами продуктов выветривания крупных и сравнительно богатых коренных источников в непосредственной близости к последним.

Типичная россыпь ближнего сноса располагается у подножья склона горного массива, сложенного нефелиновыми сиенитами. На нефелиновых сиенитах сохранились остатки неогеновой коры выветривания, при образовании которой нацело разлагался нефелин, частично эгирин и полевые шпаты, а синтезировался главным образом метагаллуазит. Содержание титановых минералов (ильменита, сфена и др.) в коре выветривания примерно вдвое выше, чем в исходных коренных породах. В плейстоцене в период, предшествовавший последнему покровному оледенению, продукты выветривания нефелиновых сиенитов переносились талыми водами горных ледников, временными потоками, а также под влиянием неруслового стока и отлагались у подножья склона. В результате сформировалась толща преимущественно несортированных песчано-галечно-валунных, зачастую пылеватых и глинистых отложений мощностью до нескольких десятков метров. Вблизи массива она почти нацело состоит из продуктов разрушения нефелиновых сиенитов. По мере удаления от источника в толще появляется все больше материала, образовавшегося при выветривании гнейсов и гранитоидов — пород, вмещающих щелочную интрузию. Несмотря на то что характеризующие отложения слабо дифференцированы по крупности и содержат в своем составе некоторое количество инородного материала, содержание титановых минералов в основной массе отложений, сосредоточенных поблизости от горного массива, несколько выше, чем в исходных нефелиновых сиенитах. Оно довольно закономерно возрастает вниз по разрезу толщи, что обусловлено увеличением в этом направлении доли участия в составе пород продуктов сравнительно глубокого выветривания нефелиновых сиенитов (Евзеров, Лихачев, 1974). Коэффициент корреляции между возрастающим с приближением к плотнику количеством титановых минералов и содержанием новообразований, главным образом метагаллуазита, в легкой фракции песчаной составляющей пород, слагающих россыпь, в одном из типичных обнажений (выборка из 11 анализов) равен $+0,851 \pm 0,175$. Он значим с вероятностью 99,9%.

Таким образом, наиболее выветрелый и богатый полезными минералами материал поступал с горного массива в начальный этап образования россыпи. В ходе дальнейшего формирования последней различными агентами поставлялись все менее измененные гипергенными процессами продукты разрушения нефелиновых сиенитов.

Валдайские ледниковые покровы оказали слабое экзарационное воздействие на россыпь, но почти повсеместно захоронили ее под довольно мощной толщей морены.

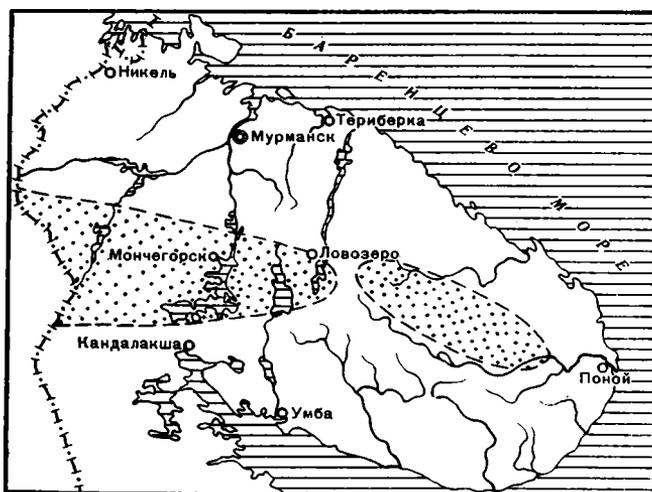
Вполне вероятно, что небольшие по масштабам антропогенные россыпи могли образоваться и в результате переотложения материала мезозой-палеогеновой каолиновой коры выветривания. Однако они до сих пор на Кольском полуострове не обнаружены.

Из изложенного следует, что для выделения площадей, перспективных на россыпи ближнего сноса, большое значение приобретает выяснение закономерностей распространения остатков неогеновой коры выветривания и особенностей проявления ледниковой экзарации в пределах региона.

По данным А. П. Афанасьева (1972_a), гидрослюдистая кора выветривания формировалась на приподнятых пологих участках выше уровня грунтовых вод и не образовывалась в прилегающих понижениях. Частичный размыв ее, который, как отмечалось, имел место в конце плиоцена, очевидно, более или менее равномерно проявился на всей площади развития продуктов выветривания, так как он был вызван общим

поднятием региона, и не дифференцированными перемещениями отдельных блоков. Таким образом, к началу четвертичного периода остатки неогеновой коры выветривания должны были присутствовать на всех или почти всех пологих участках водораздельных пространств.

В антропогене неоднократно развивались покровные оледенения. Ледниковые покровы, имевшие значительную мощность и отличавшиеся



Фиг. 2. Области слабого проявления ледниковой экзарации, в пределах которых сосредоточены наиболее значительные по площади и мощные останцы неогеновой площадной коры выветривания

большой динамичностью, наименьшую экзарационную работу производили в пределах ледоразделов. По сложившимся представлениям, основанным на сведениях о распространении эрратических валунов, ориентировке ледниковых шрамов и удлиненных валунов в морене, в период последнего оледенения субширотно ориентированный ледораздел располагался в финской Лапландии и западной части Мурманской области. Именно в этой полосе шириной до 120 км (фиг. 2), ось которой близка к 68° с. ш., по данным А. П. Афанасьева и других исследователей, сконцентрированы крупные по площади и мощные останцы неогеновой коры выветривания. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что указанная зона являлась ледораздельной и в отдельные этапы развития ниже- и среднеплейстоценовых оледенений. К северу и югу от ледораздела экзарационное воздействие ледника на подстилающие породы существенно возрастало. Поэтому в северной и южной частях региона остатки площадной гидрослюдистой коры выветривания встречаются крайне редко и имеют незначительную мощность.

Таким образом, приледораздельная область наиболее перспективна на россыпи ближнего сноса. Поиски последних целесообразно вести вблизи выходов обогащенных полезными минералами и выветрелых пород. В качестве первоочередного объекта опоискования следует выделить район Ковдорского массива, на площади и в окрестностях которого в антропогене за счет перетложения продуктов выветривания пород массива могли сформироваться россыпи магнетита и других полезных минералов. Обогащенные магнетитом флювиогляциальные отложения, залегающие на коре выветривания, неоднократно отмечались в этой районе геологами Ковдорской ГРП.

В восточной части Кольского полуострова в начальные и завершающие этапы развития ледниковых покровов ледораздел располагался,

очевидно, вдоль Кейвской возвышенности. Здесь в пределах приледораздельной полосы (см. фиг. 2), как и на западе, широко распространены остатки древних кор выветривания (данные А. П. Афанасьева, Г. С. Рубинраута и др.). Это обстоятельство в совокупности с присутствием в указанной области обогащенных полезными минералами пород (щелочные граниты и др.) предопределяет перспективность территории на россыпи.

В заключение отметим, что полученные нами выводы о значительной роли гидрослюдистой коры выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними россыпных месторождений Кольского полуострова с большой долей вероятности могут быть распространены на всю площадь Балтийского щита. Высказанное предположение представляется тем более обоснованным, что о наличии продуктов доледниковой коры выветривания в четвертичных отложениях Скандинавских стран и Финляндии сообщалось в работах У. Совери (Soveri, 1950) и других исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А. П.* Глинистые минералы четвертичных отложений некоторых районов Кольского полуострова.— В сб.: Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.— Л., «Наука», 1964.
- Афанасьев А. П.* Типы кор выветривания Балтийского щита, их вероятный возраст и направление поисков в них полезных ископаемых.— В сб.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., «Наука», 1972а.
- Афанасьев А. П.* О каолините в подзолах Кольского полуострова в связи с его палеогеографическим значением.— В сб.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., «Наука», 1972б.
- Афанасьев А. П.* Основные этапы континентального развития восточной части Балтийского щита в фанерозое.— В сб.: Природа и хозяйство Севера. Л., Географическое общество СССР. Северный филиал, 1976.
- Афанасьев А. П., Атаманов А. В.* Роль гидрослюдистой коры выветривания в формировании четвертичных отложений и месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове.— В сб.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1974.
- Евзеров В. Я.* О составе глинистой фракции морены московского оледенения и отложений бореальной трансгрессии на Кольском полуострове.— В сб.: Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. Л., «Наука», 1966.
- Евзеров В. Я.* О характере выветривания горных пород Кольского полуострова в антропогене.— В сб.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1971.
- Евзеров В. Я.* О происхождении антропогенных отложений Балтийского щита.— Сов. геология, 1975, № 7.
- Евзеров В. Я., Лихачев А. С.* Новые данные о формировании россыпей на Кольском полуострове.— В сб.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1974.
- Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Николаев Н. И., Медянцева А. И.* Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения.— Вестник МГУ, 1966, № 2.
- Сидоренко А. В.* О доледниковой коре выветривания в северной части Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 1.
- Сидоренко А. В.* Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сидоренко А. В.* Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова.— В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1960.
- Soveri U.* Differential thermal analyses of Quaternary clays of Fennoscandia.— Annales Acad. Sci. Fennicae, Series A, III Geol.— Geogr., Helsinki, 1950, 23.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР,
Апатиты

Дата поступления
10.V.1977

УДК 551.324.85

СЛЕДЫ ПЕРВЫХ ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ ИЛИ ОБЫЧНЫЕ КОНВЕКТИВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ?

А. Г. КОСТЯЕВ

Рассмотрены представления Г. М. Янга и Д. Г. Ф. Лонга (Young, Long, 1976) о присутствии псевдоморфоз ледяных жил в протерозойских (нижнегуронских) отложениях канадской провинции Онтарио (формация Рэмсей Лэйк, > 2,3 млрд. лет). На основе совокупности признаков утверждается ошибочность подобной трактовки текстур и их принадлежность к конвективным образованиям. Высказано мнение о возможном генезисе валунных конгломератов (параконгломератов, микститов) гуронской серии как водных образований — акватиллитов или смешанных глиацнокластических фаций.

Задача выявления и генетической интерпретации грунтовых клиновидных образований в осадочных породах различного возраста и происхождения является существенной проблемой геологии и палеогеографии. При этом наряду с формами-космополитами, обязанными своим возникновением динамике и особенно диагенезу слаболитифицированных пород¹, существенно дополняющими представления о характере протекания данных процессов в различных обстановках седиментации, существуют формы — непосредственные индикаторы климатических условий прошлого. Это текстуры безлотного происхождения, среди которых первенство по значимости бесспорно принадлежит псевдоморфозам ледяных жил. До сих пор вполне достоверные криогенные клиновидные образования известны лишь в плейстоценовых отложениях. Уже поэтому появление статьи Г. М. Янга и Д. Г. Ф. Лонга (Young, Long, 1976), описавших грунтовые жилы в протерозойских нижнегуронских слоях канадской провинции Онтарио, претендующие вместе с клиньями в позднем докембрии Шотландии (Spencer, 1971) на роль следов первых ледяных жил в истории Земли, не может остаться незамеченным.

Предполагаемые следы ледяных жил обнаружены в отложениях формации Рэмсей Лэйк (Хок-группа), представленной тремя выдержанными и одним линзовидно выклинивающимся горизонтами микстита², разделенными горизонтально-слоистыми тонкозернистыми песчаниками, вверху с участием алевролитов (Young, Long, 1976). Одна из клиновидных текстур, приуроченная к контакту второго снизу горизонта микстита (В) и подстилающего его песчаника, имеет размеры 1,3 м по вертикали и 0,65 м в ширину и представляет собой языковидную форму с выпукло-округлым дном. По описанию авторов, боковые контакты ее резкие, де-

¹ Речь идет о явлениях мелкомасштабных — от нескольких дециметров до нескольких метров, максимально до первых десятков метров по вертикали, поэтому упоминание о тектоническом факторе, хотя и с известной условностью, здесь опущено.

² Л. Я. Г. Шермерхорн (Schermmerhorn, 1966) определяет этим термином широкую категорию несортированных или плохо сортированных кластических пород, содержащих мегакласты, безотносительно к их строению или происхождению.

формации вмещающих пород незначительны, но под основанием жилы последние прогнуты вниз. Выполнена она в основном неслоистым или неяснослоистым песчаником, включающим изолированные линзы слоистого песчаника того же состава, а в самом верху по оси — симметричным языком микстита — непосредственным продолжением перекрывающего слоя. Расположенная в 9 м выше, в пачке переслаивания, вторая жила (всего 0,3 м по вертикали и до 0,2 м в ширину) образована однородным песчаником и по четкому контакту проникает в тонкослоистую алевроито-песчаниковую пачку, содержащую рассеянные камни. Существенные деформации вмещающих пород отмечены только вдоль правого борта текстуры.

Чтобы сделать детальное обсуждение данного вопроса по возможности конкретным, целесообразно предпослать ему несколько слов о критериях выделения грунтовых клиновидных деформаций различного генезиса, как они предстают на основе изучения текстур новейших (современных и плейстоценовых) пород и выраженного на современной поверхности полигонального рельефа³. При этом целесообразно рассматривать не все процессы и их морфологические последствия, а только те из них, которые имеют непосредственное отношение к обсуждаемым объектам.

Исходя из морфологического облика жил, а также фациальной характеристики вмещающих пород, мы в согласии с авторами отвергаем эрозию и усыхание. Также неприемлемой — и тоже в согласии с указанными авторами — представляется динамическая гипотеза А. Дрейманиса (1969)⁴, т. е. растрескивание мерзлых песков в основании движущегося ледника и заполнение разрывов мореной: всего лишь одна из двух жил имеет некоторое отношение к валуносодержащим осадкам, не говоря уж о том, что рассмотрению этой гипотезы необходимо было бы предпослать весьма серьезное обоснование ее главного условия — моренно-континентального происхождения микститов формации Рэмсей Лэйк.

Из остающихся механизмов следует отвести и морозобойное растрескивание в деятельном слое (внешне жилы весьма далеки от трещин, и в их заполнении нет следов вертикальной полосчатости), а по отсутствию ясно выраженной двухъярусности форм также и случай наследования трещин гравитационной конвекцией в слое промерзания — протаивания.

Таким образом, из трех основных видов полигональных клиновидных образований современных северных и древних перигляциальных территорий — морозобойно-трещинного, криогенного трещинно-конвективного и конвективного (Костяев, 1976) — остаются лишь главная разновидность первого вида, т. е. псевдоморфозы по ледяным жилам, и третий вид — конвективные образования (Load casts, по терминологии зарубежных авторов). Кратко укажем главные признаки тех и других.

Признаками псевдоморфоз являются: 1 — наличие связанной с субаэральной поверхностью системы грунтовых нарушений, т. е. полигональное расположение текстур в разрезе и плане с диаметром решетки более 2—3 м; 2 — клиновидная форма жил при вертикальных размерах не менее 0,5 м (по условиям морозобойного растрескивания), со следами обрушения и оплывания слоев в полость; 3 — сколы, сбросы, сплывы во вмещающих породах; 4 — участие торфяных или органосодержащих слоев в заполнении жил (в данной ситуации — протерозой — исключается).

³ Необходимо отметить отсутствие единого мнения исследователей по данной проблеме. В своих суждениях мы будем в значительной мере исходить из собственного опыта изучения полигональных образований (Костяев, 1962, 1966, 1976), во многих пунктах отвечающего представлениям и других авторов (Попов, 1967; Достовалов, Кудрявцев, 1967; Романовский, 1972; Данилова, Баулин, 1973; Washburn, 1973).

⁴ По П. Уорсли (Worsley, 1975).

Как следует из авторского описания, почти ничего из этого не отмечается. Достаточно сказать о том, что данные формы явно одиночные и одна из них меньше пределов, допускающих климатическое (мерзлотное) происхождение.

Признаками конвективных текстур служат: 1 — очертания жил в виде границ раздела двух или более пород, по форме напоминающие, в частности, языки, котлы или клинья, часто с дилатантным растрескиванием ниже их основания, предсказанным теоретически (Попов, 1962; Артюшков, 1963; Костяев, 1962) и подтвержденным экспериментально (Ramberg, 1967); 2 — частая асимметрия форм и боковых нарушений (слои, отчасти выжатые вверх, отчасти отогнутые вниз) вследствие неоднородности реологических свойств грунтов; 3 — полигональное, равно как и одиночное, расположение текстур в пространстве; 4 — отсутствие ограничений в размерах жил и полигональных систем; 5 — обычно тесная связь со складчатыми, шаровыми (эллиптическими) или хаотическими деформациями, тоже конвективной природы, но приуроченными к мелким слоям с весьма малой или сильно меняющейся вязкостью. Подчеркнем также отсутствие каких-либо ограничений климатического или геологического порядка.

Уже на первый взгляд нетрудно увидеть, как много черт рассматриваемых жил удовлетворяют этим признакам (п. 1, 2, 4). Авторы в принципе допускают конвективный механизм возникновения клиновидных нарушений, но отклоняют его в пользу псевдоморфоз из-за несовместимости, по их мнению, с подобным происхождением кусков вмещающего песчаника в теле первой жилы и резкости контактов с вмещающей породой. Эти возражения неосновательны: резкость контактов — один из главных признаков конвективных текстур (Артюшков, 1965; Костяев, 1966), а сильное локальное разжижение и фрагментация пород, обладающих хрупкими свойствами, доказаны в эксперименте (Anketell et al., 1970).

В то же время нельзя не отметить, что вопрос о критериях псевдоморфоз авторы полностью обходят, а те весьма немногие примеры клиновидных текстур, на которые они опираются, имеют очевидное морфологическое отличие от рассматриваемых, к тому же или не совсем ясное, или другое генетическое толкование.

Так, жилы, описанные Т. Л. Певе (Péwé, 1959) в районе Мак-Мёрдо (Антарктида), абсолютно непохожие, кстати говоря, на первую текстуру, большинством исследователей вслед за автором воспринимаются как первично-грунтовые формы. Выделение следов ледяных жил в позднеледниковых отложениях юга провинции Квебек, Канада (Dionne, 1975), также не подкреплено сколько-нибудь серьезными доказательствами. Все жилы развиты на границе верхних грубозернистых и нижних относительно тонких слоистых водных осадков (значительная часть отложений — стадия Святого Нарцисса, 11—11,5 тыс. лет назад — синхронна морю Чэмплейн), большинство нарушений имеет вид типичных классических даек (Dionne, 1975), а последняя из них (там же) — широкая короткая асимметричная жила — неотличима, например, от крупной конвективной текстуры в лимноаллювиальных осадках на севере Западной Сибири (Костяев, Копылов, 1974). Пример, приводимый в книге Р. Ф. Флинта (Flint, 1971), также не убеждает до конца (речь идет о жиле глубиной около 5 м в районе Люблина, Польша), поскольку форма шва смыкания боковых слоев, сопровождаемая продольными трещинами отседания-скальвания, может иметь место также у жил другого, а именно диагенетического происхождения (см., например, Костяев, 1966). И уж, конечно, крайне рискованно принимать за эталон псевдоморфоз клиновидные деформации в докембрии Шотландии ввиду малой протяженности большинства форм по вертикали (1 м), малых размеров полигонов (в среднем $1,5 \times 1$ м), наличия множества неполигональных

жил, сингенетичности текстур осадконакоплению и т. д. (Spencer, 1971).

Для внесения в вопрос окончательной ясности рассмотрим вместе с Г. М. Янгом и Д. Г. Ф. Лонгом предлагаемую ими детальную последовательность образования первой формы. Свои представления они иллюстрируют схемой (фигура).

Стадия А. Многолетнее промерзание отложений и образование морозобойной трещины в рыхлом песке, развившейся впоследствии в ледяную жилу 1,3 м по вертикали. Ее обрамляет с боков система мелких дополнительных трещин или сколов, какую авторы наблюдают вблизи грунтовой жилы, описанной Р. Ф. Флинт (Flint, 1971).

Следует, однако, заметить, что: 1 — ледяных жил, не перекрываемых хотя бы маломощным слоем сезонного оттаивания, в природе не бывает; 2 — практически не наблюдаются также и боковые сколы у стенок ледяных жил. Поэтому, на наш взгляд, Р. Ф. Флинт в пояснении к рисунку, говоря о сколах, имеет в виду не *рост* ледяной жилы, а *развитие* (курсив мой.— А. К.) псевдоморфозы, которая в подобных породах действительно должна сопровождаться явлениями отседания-скалывания. Другой вопрос, насколько убедительна в данном случае позиция самого Р. Ф. Флинта.

Стадия В. Вытаивание большей части жилы, обрушение вмещающих слоев, образование смеси кусков (мерзлых?) породы в бесструктурной вмещающей массе (низ жилы). Вверху следы слоистости: или водное заполнение в период вытаивания, или следы остаточной слоистости в обрушившихся (мерзлых?) фрагментах песчаников.

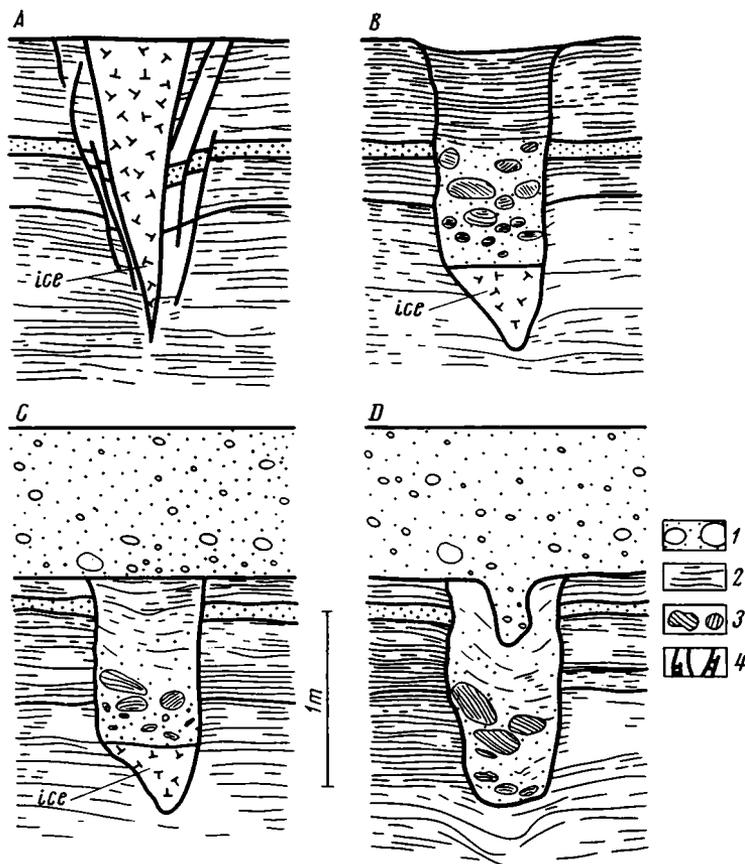
Однако: 1) нельзя получить форму В из формы А, т. е. из формы заостряющегося клина форму сигары или языка с параллельными стенками. Ибо как могло оказаться, что при вытаивании ледяная жила оказалась гораздо шире, чем в период роста? 2) нет характерных для стадии термокарста в песчаных породах продольных боковых сколов. Как уже говорилось, они отнесены авторами к периоду роста, т. е. там, где весьма маловероятны, и отсутствуют как раз там, где должны быть (стадия В и последующие).

Стадия С. Наступание ледника, денудация им верхней части псевдоморфозы и отложение микстита (континентальной морены). В основании текстуры по-прежнему сохраняется линза невытаявшего льда.

Однако: 1) являются ли микститы Хок-группы моренами, это большой вопрос (заметим, что они срезают озерные отложения чисто эрозионным образом); 2) в самой посылке о длительном сохранении весьма маломощного льда есть противоречие между очевидной вероятностью его вытаивания и продолжительностью детерминирующего обстановку события — наступания ледника.

Стадия Д. Полное таяние льда, обрушение слоев в нижней части жилы. Ее основание округленной формы. Это, по мнению авторов, ссылающихся на личное сообщение А. Дрейманиса (1975), не противоречит псевдоморфозе, поскольку такие жилы известны в плейстоценовых отложениях. Однако более авторитетные в данном вопросе исследователи — А. Ян (Jahn, 1951) и Ю. Е. Мойский (Mojski, 1961) говорят о трудности данного случая, так как подобных *современных* (курсив мой — А. К.) мерзлотных текстур не наблюдается, с чем следует полностью согласиться. Вверху центральная часть жилы занята языком микстита — непосредственного продолжения 6-метрового перекрывающего слоя.

Однако: 1) окончательное таяние погребенного льда неизбежно должно дать смещения — сколы в вышележащей уже консолидированной породе, а на поверхности отразится весьма неравномерными просадками микстита по всей ширине текстуры. На самом деле картина иная: узкий симметричный язык микстита, правильно облекаемый существенно более ранними подстилающими слоями (Young, Long, 1976);



Стадии формирования грунтовой жилы как псевдоморфозы по ледяной на границе микстита с подстилающим горизонтально-слоистым песчаником (Young, Long, 1976, Fig. 6)

Объяснения см. в тексте

1 — микстит, 2 — песчаник; 3 — фрагменты песчаника; 4 — трещины и сколы

2) несовместима с псевдоморфозой деформация слоев ниже ее основания — это свойственно конвективным образованиям или Load casts (Попов, 1962; Костяев, 1966; Артюшков, 1965). В самом деле, ведь основание жилы осталось на том же уровне и, следовательно, оказать давление на нижележащую породу не могло. Почему же под ним возникла ясно выраженная флексура? 3) наконец, нельзя не отметить, что резкое разграничение «полости» и «вмещающих» слоев (см. фигуру), являющееся одной из основных посылок авторов (но не доказательной — см. выше), не вполне согласуется с их же собственным фактическим материалом. Действительно, поднятая карандашом на рисунке перед фотографированием левая граница жилы (Young, Long, 1976) отнюдь не сплошная: вверху она не доходит на целых 0,25 м до подошвы микстита, а в нижней трети текстуры имеет место «окно» шириной 1,5—2 см. Таким образом, боковые слои по существу непосредственно сообщаются с внутренней частью жилы, что делает резкость контакта весьма относительной, локальной.

Из всего сказанного вытекает невозможность объяснения данной жилы как псевдоморфозы и отнюдь не из-за несовершенства авторских реконструкций.

Аналогичный вывод следует сделать и в отношении второй жилы: 1 — она представляет собой четкую границу раздела образующих ее светлых и вмещающих темных песчаников без каких-либо следов субэраляльного перерыва между ними; 2 — вертикальные размеры жилы всего 0,3 м; добавим, что она симметрична, как очень многие конвективные жилы.

Необходимо отметить также присутствие разнообразных хаотических, шаровых, складчатых и инъекционно-разрывных дислокаций в толщах пород, непосредственно содержащих вышерассмотренные текстуры или в аналогичных этим последним. Для значительной части, если не большинства таких нарушений бесспорно устанавливается конседиментационный конвективный и подводно-оползневой способ образования.

Так, в нескольких метрах от первой жилы отмечаются сильные локальные деформации слоев песчаника у контакта с микститами (Young, Long, 1976), возможно, конвективного генезиса. Нечто близкое имеет место на границе полимиктовых конгломератов (микститов) формации Пэдди (Гурвиц-группа) с нижележащими кварцитами Монтгомери Лэйк-группы, причем нарушения в кварцитах предполагают пластичное деформирование осадка в период формирования породы Пэдди (Young, 1975).

Чрезвычайно важно отметить, что, согласно У. Г. К. Джонстону (Johnston, 1954), мягкопластичные деформации типа знаков течения (flow casts) Р. Шрока (Shrock, 1948)⁵ часто наблюдаются и в самих валунных конгломератах (формации Говганда, район оз. Тимагами, Онтарио). Присутствуют в них и илестые трещины (mud-cracks), как и в других, явно водных осадках.

Гораздо более многочисленны и разнообразны текстуры в слоистых типично водных разностях гуронских отложений. Конвективные нарушения (с некоторой ролью горизонтальных смещений) в виде текстур пламени (языки аргиллита между карманами песчаника), шаров, конволюций и т. д. в пределах слоя или серии слоев до нескольких метров мощностью весьма характерны для песчаников, алевролитов, аргиллитов, формации Говганда (Schenk, 1965; Young, 1968; Lindsey, 1969), граувакки и известковых алевролитов Эспаньола и кварцитов Лоррэн (Young, 1968). Здесь же отмечается сильное развитие и подводно-оползневых деформаций — мелких отторженцев, сколов, аномально амплитудных внутрипластовых лежащих складок и целых зон с крайней переметностью слоистых пород и т. п. Сколы и микроскладки зафиксированы также в аргиллитово-граувакковом члене формации Уиски (Piepaar, 1963) — эквиваленте формаций Рэмсей Лэйк, т. е. в слоях, в которых находится вторая грунтовая жила.

В отложениях гуронской серии встречаются и клиновидные текстуры. О выжатых вверх или заполненных сверху кластических дайках в аргиллитово-кварцитах Говганда говорит П. Э. Шенк (Schenk, 1965). Среди рассматриваемых или упоминаемых У. Х. Коллинзом (Collins, 1925) и Г. М. Янгом (Young, 1968) кластических даек в граувакке и известковых алевролитах Эспаньола, кварцитах Сэрпент и граувакко-аргиллитах Пэкорс относительно малые размеры форм (ширина в среднем от 5 до 70 см) дают основание связывать по крайней мере наиболее мелкие из них с диагенетическими — дилатантными и конвективными процессами, а не землетрясениями. Заполнитель жил (кварциты с участием конгломератоподобных разностей) предполагает скорее местный источник материала, т. е., в частности, те же кварциты Сэрпент, в которых иногда отмечаются небольшие конгломератовые фазы (Collins, 1925).

⁵ Р. Шрок определяет знаки течения как складки и депрессии, возникшие вследствие течения мягких гидропластичных осадков, неравномерно нагруженных песком или гравием, что очень близко по условиям образования к конвективным текстурам. Некоторые приводимые им примеры, на наш взгляд, следует расценивать именно как эти последние.

Это не исключает выполнения крупных (действительно сейсмических) трещин инъекциями из нижележащих конгломератов Брюс, как считает Г. М. Янг (Young, 1968).

Итак, все рассмотренное выше не подтверждает вывода Г. М. Янга и Д. Г. Ф. Лонга о присутствии псевдоморфоз ледяных жил в протерозое провинции Онтарио, и поэтому его следует признать ошибочным. Кратко суммируем основные доводы в пользу этого заключения: 1 — одиночность (неполигональность) текстур; 2 — языковидная форма первой жилы и прогибание слоев ниже ее округленного основания; 3 — малые размеры второй жилы; 4 — отсутствие субаэральной границы или перерыва в серии вмещающих ее водных осадков; 5 — приуроченность жил к породам, в которых в большом числе развиты конседиментационные диагенетические и подводно-оползневые нарушения, в том числе сходного с рассмотренными жилами вида и размеров. При ближайшем рассмотрении эти последние и оказались ни чем иным, как обычными конвективными деформациями.

В заключение несколько слов о самих вмещающих породах, а именно о проблематичных в отношении происхождения микститах или полимиктовых валунных конгломератах (параконгломератах). Ввиду невозможности подробного рассмотрения этого сложного вопроса, обсуждаемого с различных позиций уже по крайней мере несколько десятков лет, мы позволим себе лишь кратко резюмировать собственное представление, сложившееся на основе изучения ряда основных литературных источников. Оно сводится к признанию в основном водно-бассейнового генезиса этих образований при активной роли плавающих льдов, возможно, представляющих собой акватиллиты или, скорее, смешанные гляцио-кластические фации, а не континентальные морены. Основными доказательствами этого положения являются следующие.

1. Значительное преобладание вмещающей относительно тонкодисперсной породы (обычно граувакки) над обломками и чрезвычайно постепенный переход в водную породу — чаще всего слоистую, реже неслоистую граувакку аналогичного облика, но с меньшим количеством включений, а затем и вовсе без них (Coleman, 1908; Wilson, 1913; Collins, 1925), благодаря чему сама порода нередко называется конгломератовой грауваккой (Schenk, 1965; Pienaar, 1963).

2. Наличие местами во вмещающей породе тонкой слоистости из кварцитов и граувакки или линз песчаника (Collins, 1925; Johnston, 1954; Schenk, 1965; Lindsey, 1969), а также грубой полосчатости за счет выдержанных по простиранию галек и валунов⁶ (Coleman, 1908; Wilson, 1913; Bain, 1925; Schenk, 1965).

3. Форма (обычно угловатая или округлая) и состав обломков полимиктовых конгломератов, мало отличные от таковых базальных валунных конгломератов флювиального происхождения (Collins, 1925; Schenk, 1965).

4. Присутствие многочисленных слоев конгломерата, разделенных относительно тонкими аргиллитовыми песчаниковыми прослоями, а также различные по выраженности фациальные замещения с другими разновидностями осадков (Wilson, 1913; Collins, 1925; Pienaar, 1963; Lindsey, 1969; Ovenshine, 1970; Joung, Long, 1976).

Здесь очень важно подчеркнуть, что подобное строение является общим, например, для той же формации Говганда как в районах, относимых к континентальным (Кобэлт, Эллиот-Брюс), так и в районах развития ледниково-морских фаций валунных конгломератов и сопутствующих им осадков (Lindsey, 1969).

⁶ Аналогичная полосчатость свойственна, в частности, плохосортированным ледниково-морским алевритам санчуговской свиты нижнего Енисея (Сухорукова, 1975).

Аналогичный вывод следует сделать и в отношении второй жилы: 1 — она представляет собой четкую границу раздела образующих ее светлых и вмещающих темных песчаников без каких-либо следов субэвралного перерыва между ними; 2 — вертикальные размеры жилы всего 0,3 м; добавим, что она симметрична, как очень многие конвективные жилы.

Необходимо отметить также присутствие разнообразных хаотических, шаровых, складчатых и инъекционно-разрывных дислокаций в толщах пород, непосредственно содержащих вышерассмотренные текстуры или в аналогичных этим последним. Для значительной части, если не большинства таких нарушений бесспорно устанавливается конседиментационный конвективный и подводно-оползневой способ образования.

Так, в нескольких метрах от первой жилы отмечаются сильные локальные деформации слоев песчаника у контакта с микститами (Young, Long, 1976), возможно, конвективного генезиса. Нечто близкое имеет место на границе полимиктовых конгломератов (микститов) формации Пэдди (Гурвиц-группа) с нижележащими кварцитами Монтомгери Лэйк-группы, причем нарушения в кварцитах предполагают пластичное деформирование осадка в период формирования породы Пэдди (Young, 1975).

Чрезвычайно важно отметить, что, согласно У. Г. К. Джонстону (Johnston, 1954), мягкопластичные деформации типа знаков течения (flow casts) Р. Шрока (Shrock, 1948)⁵ часто наблюдаются и в самих валунных конгломератах (формации Говганда, район оз. Тимагами, Онтарио). Присутствуют в них и илистые трещины (mud-cracks), как и в других, явно водных осадках.

Гораздо более многочисленны и разнообразны текстуры в слоистых типично водных разностях гуронских отложений. Конвективные нарушения (с некоторой ролью горизонтальных смещений) в виде текстур пламени (языки аргиллита между карманами песчаника), шаров, конволюций и т. д. в пределах слоя или серии слоев до нескольких метров мощностью весьма характерны для песчаников, алевролитов, аргиллитов, формации Говганда (Schenk, 1965; Young, 1968; Lindsey, 1969), граувакки и известковых алевролитов Эспаньола и кварцитов Лоррэн (Young, 1968). Здесь же отмечается сильное развитие и подводно-оползневых деформаций — мелких отторженцев, сколов, аномально амплитудных внутрислоистых лежащих складок и целых зон с крайней перематостью слоистых пород и т. п. Сколы и микроскладки зафиксированы также в аргиллитово-граувакковом члене формации Уиски (Pienaar, 1963) — эквиваленте формаций Рэмсей Лэйк, т. е. в слоях, в которых находится вторая грунтовая жила.

В отложениях гуронской серии встречаются и клиновидные текстуры. О выжатых вверх или заполненных сверху кластических дайках в аргиллитово-кварцитах Говганда говорит П. Э. Шенк (Schenk, 1965). Среди рассматриваемых или упоминаемых У. Х. Коллинзом (Collins, 1925) и Г. М. Янгом (Young, 1968) кластических даек в граувакке и известковых алевролитах Эспаньола, кварцитах Сэрпент и граувакко-аргиллитах Пэкортс относительно малые размеры форм (ширина в среднем от 5 до 70 см) дают основание связывать по крайней мере наиболее мелкие из них с диагенетическими — дилатантными и конвективными процессами, а не землетрясениями. Заполнитель жил (кварциты с участием конгломератоподобных разностей) предполагает скорее местный источник материала, т. е., в частности, те же кварциты Сэрпент, в которых иногда отмечаются небольшие конгломератовые фазы (Collins, 1925).

⁵ Р. Шрок определяет знаки течения как складки и депрессии, возникшие вследствие течения мягких гидропластичных осадков, неравномерно нагруженных песком или гравием, что очень близко по условиям образования к конвективным текстурам. Некоторые приводимые им примеры, на наш взгляд, следует расценивать именно как эти последние.

Это не исключает выполнения крупных (действительно сейсмических) трещин инъекциями из нижележащих конгломератов Брюс, как считает Г. М. Янг (Young, 1968).

Итак, все рассмотренное выше не подтверждает вывода Г. М. Янга и Д. Г. Ф. Лонга о присутствии псевдоморфоз ледяных жил в протерозое провинции Онтарио, и поэтому его следует признать ошибочным. Кратко суммируем основные доводы в пользу этого заключения: 1 — одиночность (неполигональность) текстур; 2 — языковидная форма первой жилы и прогибание слоев ниже ее округленного основания; 3 — малые размеры второй жилы; 4 — отсутствие субаэральная границы или перерыва в серии вмещающих ее водных осадков; 5 — приуроченность жил к породам, в которых в большом числе развиты конседиментационные диагенетические и подводно-оползневые нарушения, в том числе сходного с рассмотренными жилами вида и размеров. При ближайшем рассмотрении эти последние и оказались ни чем иным, как обычными конвективными деформациями.

В заключение несколько слов о самих вмещающих породах, а именно о проблематичных в отношении происхождения микститах или полимиктовых валунных конгломератах (параконгломератах). Ввиду невозможности подробного рассмотрения этого сложного вопроса, обсуждаемого с различных позиций уже по крайней мере несколько десятков лет, мы позволим себе лишь кратко резюмировать собственное представление, сложившееся на основе изучения ряда основных литературных источников. Оно сводится к признанию в основном водно-бассейнового генезиса этих образований при активной роли плавающих льдов, возможно, представляющих собой акватиллиты или, скорее, смешанные гляцио-кластические фации, а не континентальные морены. Основными доказательствами этого положения являются следующие.

1. Значительное преобладание вмещающей относительно тонкодисперсной породы (обычно граувакки) над обломками и чрезвычайно постепенный переход в водную породу — чаще всего слоистую, реже неслоистую граувакку аналогичного облика, но с меньшим количеством включений, а затем и вовсе без них (Coleman, 1908; Wilson, 1913; Collins, 1925), благодаря чему сама порода нередко называется конгломератовой грауваккой (Schenk, 1965; Pienaar, 1963).

2. Наличие местами во вмещающей породе тонкой слоистости из кварцитов и граувакки или линз песчаника (Collins, 1925; Johnston, 1954; Schenk, 1965; Lindsey, 1969), а также грубой полосчатости за счет выдержанных по простираанию галек и валунов⁶ (Coleman, 1908; Wilson, 1913; Bain, 1925; Schenk, 1965).

3. Форма (обычно угловатая или округлая) и состав обломков полимиктовых конгломератов, мало отличные от таковых базальных валунных конгломератов флювиального происхождения (Collins, 1925; Schenk, 1965).

4. Присутствие многочисленных слоев конгломерата, разделенных относительно тонкими аргиллитовыми песчаниковыми прослоями, а также различные по выраженности фациальные замещения с другими разновидностями осадков (Wilson, 1913; Collins, 1925; Pienaar, 1963; Lindsey, 1969; Ovenshine, 1970; Joung, Long, 1976).

Здесь очень важно подчеркнуть, что подобное строение является общим, например, для той же формации Говганда как в районах, относимых к континентальным (Кобэлт, Эллиот-Брюс), так и в районах развития ледниково-морских фаций валунных конгломератов и сопутствующих им осадков (Lindsey, 1969).

⁶ Аналогичная полосчатость свойственна, в частности, плохосортированным ледниково-морским алевритам санчуговской свиты нижнего Енисея (Сухорукова, 1975).

5. То же самое относится и к ориентировке валунов и галек: она присутствует в микститах Говганда не только в вышеназванных континентальных областях, но и ледниково-морском районе залива Мак-Грегор (Young, 1968). И в противовес мнению Д. А. Линдсея (1969) следует согласиться с Г. М. Янгом (1968) о первичной ориентировке здесь обломков, поскольку ее главный средний вектор хорошо совпадает с таковым косой слоистости водных отсортированных осадков, как и на других территориях, не подвергавшихся складчатости (Young, 1968; Lindsey, 1969). Из подобного совпадения вытекает определяющее влияние на осадконакопление палеорельефа — сильно расчлененного, возможно, горного (Bain, 1925; Johnston, 1954; Schenk, 1965). Отсюда, кстати, и частое присутствие отложений, связанных с оползнями и мутьевыми потоками.

Что касается штрихов на гранитном коренном основании, то они, как известно, редки (Lindsey, 1969) и к тому же сами по себе не принадлежат к решающим признакам даже просто ледниковой среды (Harland et al., 1966).

На основании сказанного при учете диагенетического генезиса нарушений с участием микститов из двух главных гипотез для палеоэфебийского (гуронского) времени (Symons, 1975) — полярной континентально-ледниковой и субполярной перигляциальной дрифтовой — мы склонны предпочесть последнюю. Эта реконструкция не исключает наличия ледниковых покровов, но все же более вероятными представляются в основном глетчеры альпийского типа, как в свое время допускал Г. У. Бэйн (Bain, 1925).

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. Основные формы конвективных структур в осадочных породах. Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Артюшков Е. В. Образование конвективных деформаций в слаболитифицированных осадочных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 12.
- Данилова Н. С., Баулин В. В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов. — В сб. Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1967.
- Костяев А. Г. К вопросу о происхождении клиновидных тел в четвертичных отложениях. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1962, № 4.
- Костяев А. Г. О некоторых общих вопросах развития конвективных структур в четвертичных отложениях. — В сб.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. Изд-во МГУ, 1966.
- Костяев А. Г. Полигональный рельеф и проблемы палеокриологии и палеогеографии плейстоцена севера Западной Евразии. — В сб.: Международная география-76. Секц. 1. Геоморфология и палеогеография. М., 1976.
- Костяев А. Г., Копылов И. Ф. Мерзлотный, мерзлотно-диагенетический и диагенетический рельеф центральных районов севера Западной Сибири. — В сб.: Проблемы криолитологии, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
- Попов А. И. О псевдомерзлотных образованиях. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр., 1962, № 3.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
- Романовский Н. Н. Основные типы полигонально-жильных образований, их характерные черты и условия развития. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1972, № 6.
- Сухорукова С. С. Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 260.
- Anketell J. M., Cegla J., Dzulyński S. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. — Roczn. Polsk. Towarz. Geol., 1970, t. XL, z. 1.
- Bain G. W. Is the Huronic Gowganda conglomerate of glacial origin? — Pan-Amer. Geologist, 1925, v. XLIV, No. 5.
- Coleman A. P. The Lower Huron ice age. — J. Geol., 1908, v. XVI, No. 2.
- Collins W. H. North shore of lake Huron. — Mem. Geol. Surv. Canada, 1925, No. 143.
- Dionne J. C. Paleoclimatic significance of Late Pleistocene ice-wedge casts in Southern Quebec, Canada. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1975, v. 17, No. 1.
- Flint R. F. Glacial and Quaternary geology. N. Y., London, Sydney, Toronto, 1971.
- Harland W. B., Herod K. N., Krinsley D. H. The definition and identification of tills and tillites. — Earth Sci. Rev., 1966, v. 2, No. 3.

- Jahn A.* Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i pleystocenskiej strefy peryglacjalnej.— *Acta Geol. Polon.*, 1961, v. 2.
- Johnston W. G. Q.* Geology of the Temiskaming-Grenville contact southeast of Lake Temagami, northern Ontario, Canada.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, v. 65, No. 11.
- Lindsey D. A.* Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda formation, Ontario, Canada.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 9.
- Mojski J. E.* Stratigraphy of cryoturbate structures in the Würm-age deposits in the southern part of the Dorohucza basin (Lublin Upland).— *Biul. peryglacjalny*, 1961, No. 10.
- Ovenshine A. Th.* Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, No. 3.
- Péwé T. L.* Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica.— *Amer. J. Sci.*, 1959, No. 257.
- Pienaar P. J.* Stratigraphy, petrology, and genesis of the Elliot Group, Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerate.— *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1963, v. 83.
- Ramberg H.* The Scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models.— *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 1967, v. 43, No. 4—5.
- Schenk P. E.* Depositional environment of the Gowganda formation (Precambrian) at the south end of Lake Timagami, Ontario.— *J. Sedim. Petrol.*, 1965, v. 35, No. 2.
- Schermerhorn L. J. G.* Terminology of mixed coarse-fine sediments.— *J. Sediment Petrol.*, 1966, v. 36, No. 3.
- Shrock R. R.* Sequence in layered rocks. N. Y., Toronto, London, 1948.
- Spencer A. M.* Late Pre-Cambrian glaciation in Scotland.— *Mem. Geol. Soc. London*, 1971, No. 6.
- Symons D. T. A.* Huronian glaciation and polar wander from the Gowganda formation, Ontario.— *Geology*, 1975, v. 3, No. 6.
- Washburn A. L.* The periglacial processes and environments. London, 1973.
- Wilson M. E.* The Cobalt series; its character and origin.— *J. Geol.*, 1913, v. XXI, No. 2.
- Worsley P.* Till dike genesis: a discussion.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, No. 7.
- Young G. M.* Sedimentary structures in Huronian rocks of Ontario.— *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1968, v. 4, No. 2.
- Young G. M.* Geochronology of Archean and Proterozoic rocks in the Southern district of Keewatin: Discussion.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, No. 7.
- Young G. M., Long D. G. F.* Ice-wedge casts from the Huronian Ramsay Lake formation (>2,300 m. y. old) near Espanola, Ontario, Canada.— *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1976, v. 19, No. 3.

МГУ,
Москва

Дата поступления
4.VIII.1976

УДК 553.635 + 553.661 : 551.782 (575.4)

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЦЕЛЕСТИНА И САМОРОДНОЙ СЕРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ АКЧАГЫЛА ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

**А. Ю. ЛЕИН, А. Г. МАТРОСОВ, В. А. САМАРКИН,
М. В. ИВАНОВ**

Изучены условия залегания, вещественный и изотопный состав углерода и серы в целестиновых, серных и серно-целестиновых конкрециях и вмещающих их терригенно-карбонатных породах серопроявлений Кукуртгли и Ак-Оба. Приводятся геологические и литологические доказательства образования конкреций на стадии диагенеза. На основании изотопных исследований гипса и целестина установлено, что конкреции формировались при заметном участии процессов микробиологической редукции сульфата иловых вод в опресненном мелководном внутриконтинентальном водоеме.

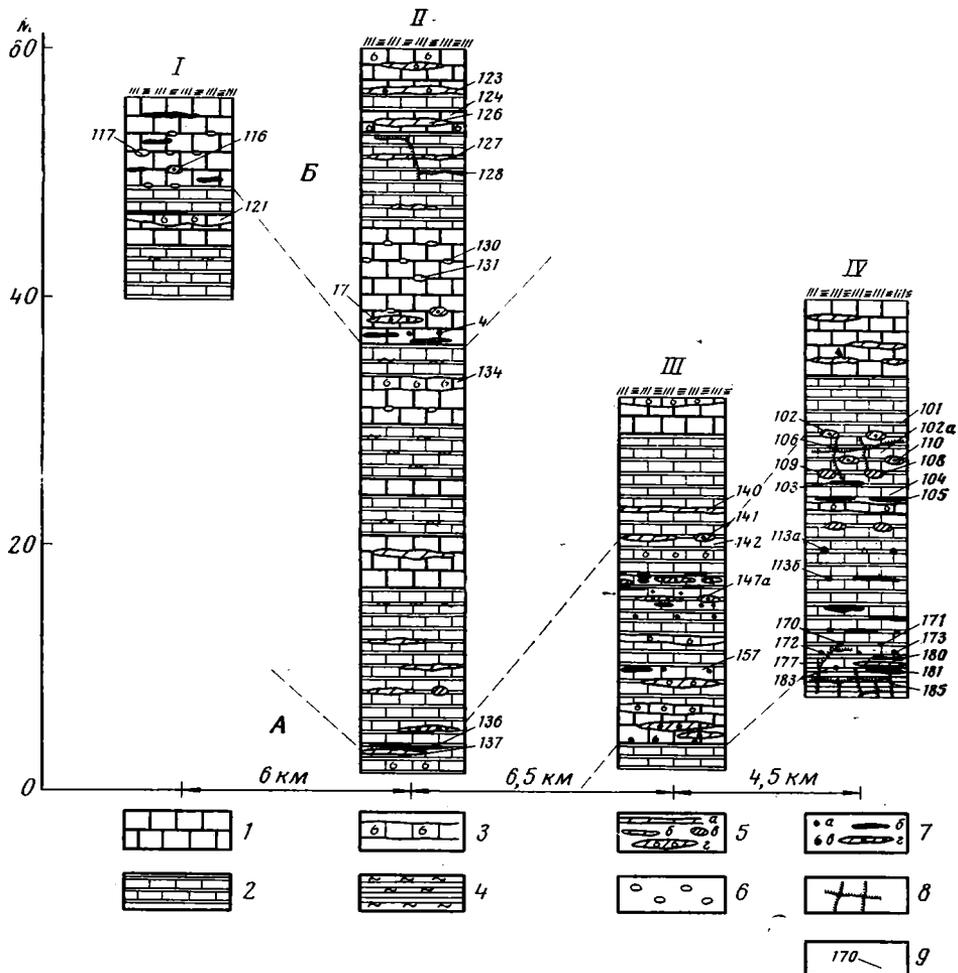
Одним из наиболее распространенных минералов экзогенных месторождений самородной серы является целестин, имеющий эпигенетическое происхождение на большинстве хорошо изученных месторождений (Уклонский, 1940; Юшкин, 1968; Каржауэв, 1964; Леин и др., 1976). В настоящей работе исследованы условия залегания, вещественный и изотопный состав своеобразных серных, серно-целестиновых и целестиновых конкреций и вмещающих их терригенно-карбонатных пород акчагыльского возраста серопроявлений Кукуртгли и Ак-Оба в Западной Туркмении.

ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ СЕРОПРОЯВЛЕНИИ

Геология серопроявления Кукуртгли (или Красноводского) описана в ряде работ (Данов, 1932, 1936; Двали и др., 1932) и позднее изучалась А. С. Соколовым (устное сообщение). Сероносные породы в этом районе прослежены на 40 км вдоль западных обрывов Акчагыльского плато.

Неогеновые породы залегают трансгрессивно на породах сармата в пологом прогибе широтного простирания с амплитудой погружения их подошвы на 150—200 м по сравнению с отметками на флангах прогиба. На основании детального изучения четырех разрезов акчагыльских пород в районе колодцев Усак, Кезин и Кукурт и в овраге горы Кезин-Тау мы выделяем два сероносных горизонта (фиг. 1). Нижний горизонт (А) сложен тонкослоистыми известняками зеленоватого цвета мощностью до 4—5 м, чередующимися с «мелоподобными»¹, часто органогенными известняками меньшей мощности. Внутри пачек тонкослоистых и реже мелоподобных известняков встречаются крепкие кристаллические известняки с целестином, в виде линзовидных прослоев, линз и конкреций. Форма конкреций уплощенная и округлая, размер их колеблется от 3 до 30 см в поперечнике. Целестиноносность пород акчагыла на Красноводском полуострове известна давно (Федорович, 1929; Соседко, 1932),

¹ Название «мелоподобные» известняки предложено А. С. Соколовым.



Фиг. 1. Геологические разрезы акчагыльских пород в районе серопроявления Кукуртли Участки: I — колодец Усак, II — овраг у горы Кезин-Тау, III — колодец Кезин, IV — колодец Кукурт. Рудные горизонты: А — нижний; Б — верхний; Б — верхний. 1—4 — литологические разновидности пород: 1 — мелоподобные известняки, 2 — тонкослоистые известняки, 3 — органогенные известняки, 4 — прослои глины в известняках; 5 — целестиновая минерализация: а — конcretionные прослои, б — линзы, в — конкреции, з — конкреции с остатками фауны; 6 — сульфатно-карбонатные конкреции («четки»); 7 — серная минерализация: а — мономинеральные желваки, б — линзы мономинеральной серы, в — мономинеральные желваки серы в остатках раковин, з — серно-целестиновые конкреции; 8 — трещины в известняках, выполненные селенитоподобным гипсом; 9 — номера образцов

но в районе серопроявления целестин впервые выявлен А. С. Соколовым (устное сообщение).

В обнажениях целестиноносные породы выделяются в виде «карнизов» и «караваев», как наиболее крепкие, отпрепарированные выветриванием. Изредка в конкрециях и в линзовидных прослоях встречаются жеоды с розовым мелкокристаллическим целестином. Сера в породах нижнего горизонта встречается в виде бледно-желтых и желтых округлых мономинеральных желваков диаметром от 1—2 до 7—10 см, располагающихся по напластованию известняков (фиг. 2). Иногда эти желваки сливаются, образуя линзочки протяженностью до 0,5—1 м. Порошковая сера заполняет иногда раковины моллюсков в прослоях ра-

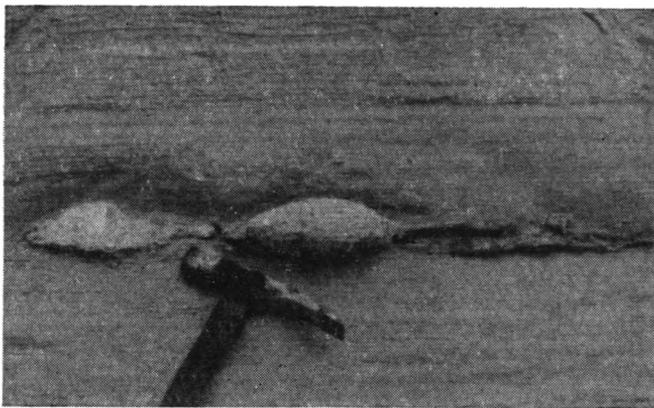


Рис. 2. Конкреции самородной серы в тонкослоистом известняке. Обнажение

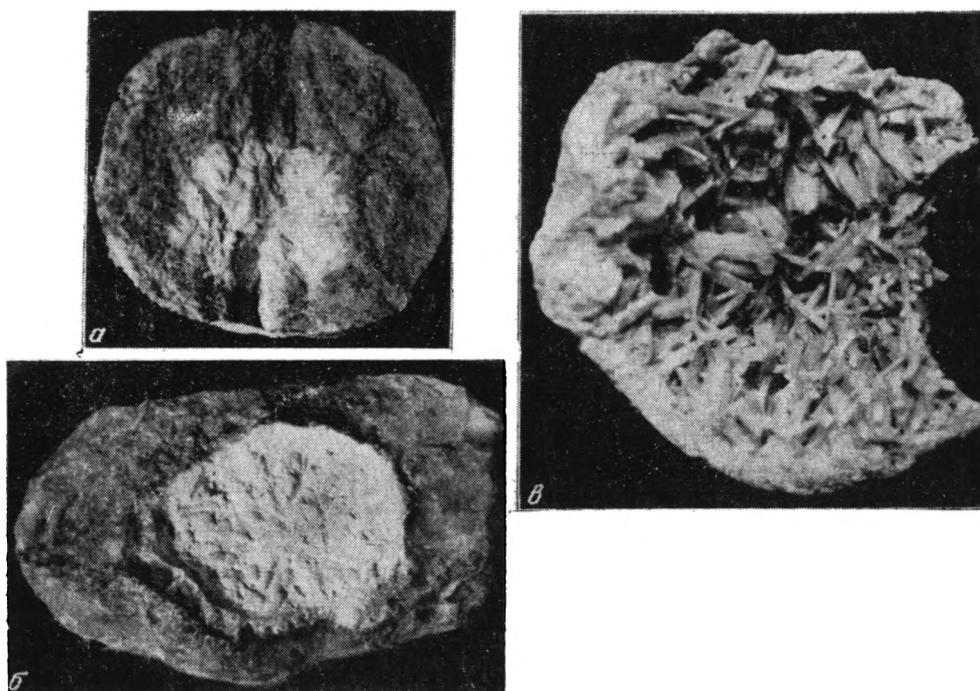


Рис. 3. Целестиновые конкреции с серным ядром

а — порошковатая сера с мелкими кристаллами целестина (белое) в центре целестиновой конкреции, $\times 2$; *б* — то же, натуральная величина; *в* — серно-целестиновая жеода, матовые крупные кристаллы целестина с тонкодисперсной серой внутри них, растущие на субстрате из мелко- и скрытокристаллического целестина и серы, натуральная величина

кушняка. Часто самородная сера встречается в центральных частях («ядрах») целестиновых конкреций (фиг. 3). Размеры «ядер» не превышают 5—7 см в диаметре. Среднее содержание серы в разрезе нижнего рудного горизонта 1,5—2%. Мощность этого горизонта в разрезах у колодцев Кукурт и Кезин 15—17 м.

Верхний рудный горизонт (Б) обнажается в овраге у горы Кезин-Тау и в обрывах над колодцем Усак. Представлен преимущественно мело-

подобными известняками, особенностью которых являются четковидные желвачки гипс-карбонатного состава размером от 0,5 до 5 см, располагающиеся по напластованию известняков (см. фиг. 1). В этом горизонте значительно реже, чем в нижнем, наблюдаются линзы и «караваи» целестиноносных известняков с серными «ядрами» и отдельные мономинеральные скопления серы. Мощность верхнего горизонта 4—5 м, среднее содержание серы в нем 0,5%.

Между двумя этими горизонтами залегают зеленоватые и коричнево-зеленые глинистые известняки и глины, хрупкие, сильно выветрелые, с редкими линзами целестиноносных известняков. Общая мощность терригенно-карбонатных отложений акчагыльского возраста в районе горы Кезин-Тау составляет 60 м. На всю эту мощность породы разбиты системой субвертикальных и субгоризонтальных трещин, заполненных шестоватыми кристаллами селенитоподобного гипса, со значительной примесью глинисто-карбонатного материала.

Серопроявление Ак-Оба расположено в 90 км от г. Казанджика в северо-восточной части горы Ак-Оба (западные отроги хребта Копет-Даг). Осерненные породы прослежены на протяжении 2,2 км по крутому обрыву. В районе серопоявления породы акчагыльского яруса делятся на два горизонта. Нижний горизонт мощностью 50—55 м представлен тонкослоистыми известняками с прослоями мергелей. Округлые мономинеральные включения самородной серы встречены в прослое светлого песчанистого известняка мощностью 0,2—0,7 м. Верхний горизонт представлен чередованием тонкослоистых известняков, известковистых песчаников и ракушнякав. Осернение приурочено к слою песчанистого известняка нижней части разреза. Мощность этого слоя сравнительно постоянна и равна 65 см, среднее содержание серы 5—7%. Морфологические особенности стронциевой и серной минерализации аналогичны описанным для Кукуртли. Общая мощность пород верхнего горизонта равна 60 м.

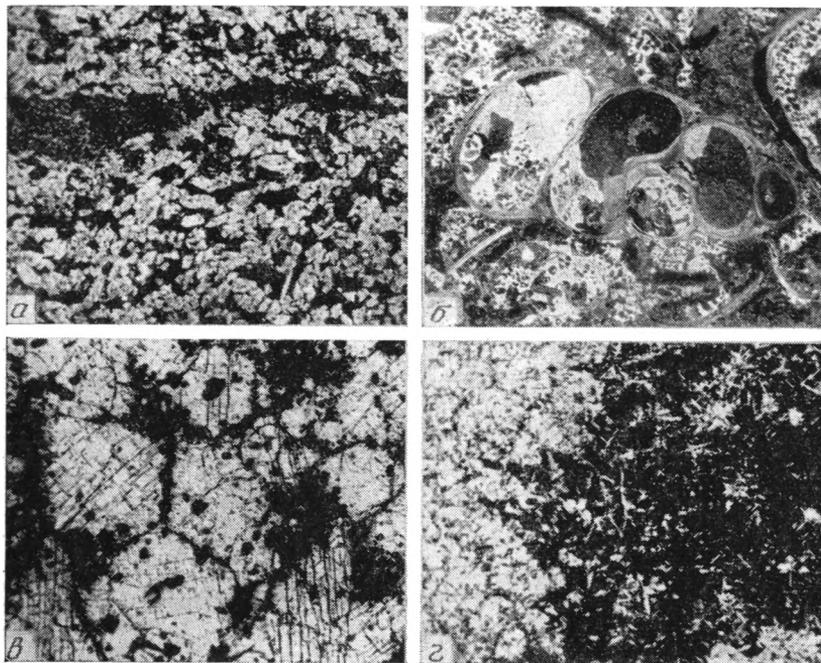
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

В табл. 1 приведен химический состав типичных литологических разновидностей пород. Наиболее распространены пелитоморфные тонкослоистые известняки со сгустковой и органогенно-детритусовой структурой. Они состоят из кальцита и глинистых минералов группы монтмориллонита и гидрослюда, с незначительной примесью алевроитовых зерен полевых шпатов, кварца, слюд, стекол, магнетита, пироксена и

Таблица 1

Химический состав типичных литологических разновидностей серосодержащих пород и конкреций серопоявления Кукуртли

Тип породы	Образец, №	Содержание компонента, вес. %						
		S _{эл}	CaO	MgO	SrO	CO ₂	SO ₂	Н. о. в 3%-ной HCl
Тонкослоистый известняк	102	0,41	44,18	0,76	0,42	33,33	0,64	17,41
Мелоподобный известняк	142	Следы	49,24	0,47	1,48	38,94	1,16	11,26
Целестиноносный известняк из конкреционного слоя	140	0,23	24,28	1,00	25,25	18,93	19,43	56,32
Целестиновая конкреция без серы	108	Следы	5,17	0,54	45,80	1,07	38,07	93,20
Целестиновая конкреция с серным ядром	101	0,74	12,82	0,59	37,12	2,61	31,43	77,21
Сульфатно-карбонатные «четки»	117	0,00	43,44	1,16	0,77	23,61	18,59	13,38



Фиг. 4. Микрофотографии целестиноносных известняков и серно-целестиновых конкреций

a — мелкие идиоморфные кристаллы целестина из линзы целестиноносного известняка, николи скрещены, $\times 40$, гора Кезин-Тау, обр. 127; *b* — раковина, выполненная крупнокристаллическим целестином, николи скрещены, $\times 10$, гора Кезин-Тау; *v* — кристаллы целестина периферийных участков серно-целестиновых конкреций, николи скрещены, $\times 60$, колодец Кезин, обр. 141; *z* — контакт тонкодисперсной серы и целестина из серно-целестиновой конкреции, в черной массе серы видны игольчатые и радиально-лучистые кристаллы целестина, николь один, $\times 20$, колодец Кукурт, обр. 102

других аксессуариев. Из сульфатных минералов встречаются единичные кристаллы гипса в разного рода полостях и редкие тонкоигольчатые кристаллики целестина в наиболее глинистых участках известняков. Самородная сера встречается только в виде макрожелваков.

Мелоподобные известняки отличаются от тонкослоистых более высоким содержанием кальцита и меньшей примесью глинистых минералов. Нерастворимый остаток известняков представлен главным образом обломками полевых шпатов и кварца алевропесчаной размерности. Содержание SrO в породе достигает 1,48%, элементарной серы — следы.

Целестиноносные известняки из конкреционных прослоев и линз отличаются от тонкослоистых и мелоподобных присутствием 15—35% SrO. Зерна целестина обычно ксеноморфные, корродированные пелитоморфным кальцитом, загрязненные по спайности черным углисто-глинистым материалом. Размер зерен целестина колеблется от 0,5 до 1 мм. В конкреционных прослоях целестиноносных пород над серусодержащими известняками преобладают идиоморфные прозрачные таблитчатые кристаллы целестина (фиг. 4, *a*). В органогенных известняках встречаются раковины, выполненные крупнокристаллическим целестином (см. фиг. 4, *b*).

Целестиноносные конкреции, или «каравай», по составу отличаются от конкреционных прослоев и линз еще более высоким содержанием SrO (см. табл. 1) и частым присутствием в центре конкреций самород-

ной серы, в связи с чем выделяются две текстурные разновидности целестиноносных конкреций: однородные бессерные и с серным ядром.

В бессерных конкрециях в центре иногда наблюдаются радиально-лучистые кристаллы целестина, образующие розетки вокруг обломочных зерен или глинисто-карбонатного материала. В остальной части конкреции преобладают зерна целестина песчаной размерности, близкие к идиоморфным, кальцитовый цемент почти отсутствует и структура приближается к гранобластовой (см. фиг. 4, в). В центре конкреций с серным ядром также наблюдаются радиально-лучистые и игольчатые, сильно загрязненные кристаллы целестина. В шлифах видно, что эти кристаллы образуют розетки внутри скоплений тонкодисперсной серы (см. фиг. 4, г), которая в данном случае явилась зародышем образования целестиновых желваков, вместо обломочных зерен в бессерных конкрециях. Серно-целестиновые ядра имеют четкие границы с остальной частью конкреций (см. фиг. 3). В бессерной части конкреций с ядром разнозернистые ксеноморфные кристаллы целестина образуют неправильно-лапчатые агрегаты с взаимным прорастанием. Интересны находки целестиновых жеод (см. фиг. 3) в осыпях пород. Округлая форма и размеры жеод напоминают серно-целестиновые ядра «караваев». Сера в этих жеодах обнаруживается в количестве от следов до 1—3% в виде тонкодисперсной примеси в матовых столбчато-призматических кристаллах целестина и в серно-целестиновом субстрате из стенок жеод. Подобные целестиновые жеоды, не содержащие серы, описаны в литературе как продукт эпигенетического преобразования седиментационно-диагенетических целестиновых конкреций (Бурков, 1964).

Карбонатно-сульфатные «четки» состоят из пелитоморфного и мелкозернистого кальцита со сгустковой структурой, остатков раковинного карбоната и неправильных выделений гипса (до 40% породы). В «четках» присутствуют аутигенный глауконит и гидрогетит, образовавшийся, видимо, при окислении пирита. Сера в четках не встречается.

Мономинеральные желваки самородной серы из бесцелестиновых известняков и ракушняков содержат от 94,6 до 98,7% серы. Под микроскопом — это черные агрегатные скопления, непрозрачные из-за чрезвычайно высокой дисперсности зерен серы. Аналогичную структуру имеет сера из серно-целестиновых ядер, но ее содержание в ядрах колеблется от 2—5 до 65%. Такая же тонкодисперсная сера обнаружена внутри кристаллов целестина в жеодах, о чем упоминалось выше. Очень редко встречается зеленоватая прозрачная явнокристаллическая сера в трещинках и пустотах известняков. Желваки серы из обнажающихся участков пород, как правило, оторочены красноватой, за счет присутствия Fe_2O_3 , гипсовой коркой, образованной при окислении серы и пирита в поверхностных условиях (Иванов, 1964). Для всех известняков акчагыльского возраста характерно ничтожное содержание органического вещества (от следов до 0,04%).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И СЕРЫ

Значения δC^{13} углерода карбонатов из тонкослоистых, мелоподобных и целестиноносных известняков и из конкреционных образований близки между собой и составляют в среднем по 11 образцам $+3,4\text{‰}$.

Результаты определений δS^{34} самородной серы, целестина и гипса приведены в табл. 2 и на фиг. 5. Тонкорассеянный в породах гипс, выделенный в виде мономинеральных фракций удельного веса $2,32—2,38 \text{ г/см}^3$, характеризуется величинами δS^{34} от $-10,7$ до $-16,8\text{‰}$. Значения δS^{34} гипса из гипсокарбонатных желваков (четок) варьируют в пределах от $-9,0$ до $13,8\text{‰}$.

Очень постоянны значения δS^{34} (от $-22,0$ до $-28,6\text{‰}$) селенитоподобных гипсов из трещин, рассекающих акчагыльские отложения на

Изотопный состав серы гипсов из пород акчагыльского яруса

Образец, %	Тип гипса из пород	δS^{34} , ‰
102	А. Тонкорассеянный гипс	
135	Тонкослоистый известняк	-16,8
142	Мелоподобный известняк	-11,6
117	Целестиноносный известняк из линзы	-10,7
130	Б. Сульфатно-карбонатные «четки» из мелоподобного известняка	-9,0
131		-9,0
		-13,8
177	В. Селенитоподобные шестоватые кристаллы гипса из трещин	
106а	Тонкослоистый известняк	-22,0
1066	а) вертикальная трещина	-24,3
	б) горизонтальная трещина	-28,6
	Мелоподобный известняк	
183а	а) вертикальная трещина	-23,8
1836	б) горизонтальная трещина	-25,0

Масс-спектрометр МИ-1305, чувствительность $\pm 0,5\text{‰}$.

Таблица 3

Значения δS^{34} серы различных целестинов серопроявления Кукуртли

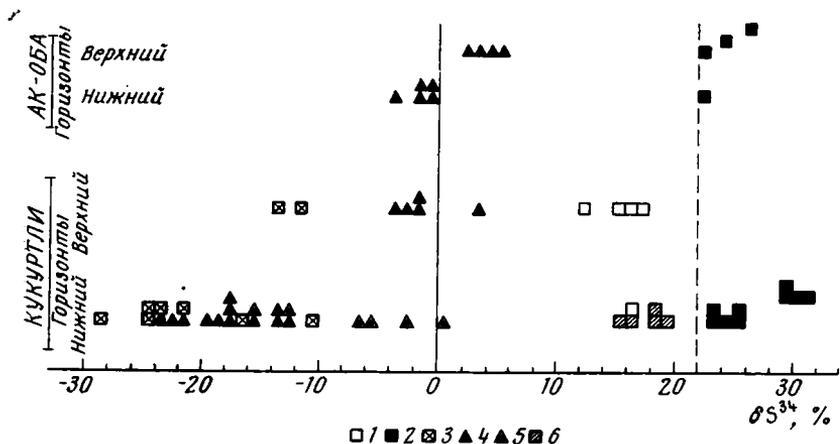
Образец, №	Характер целестина	δS^{34} , ‰
124	Целестин из несероносных пород за пределами рудного горизонта	+12,3
126*	Рассеянный в известняке, мелкозернистый, игольчатый	+17,7
127*	Табличчатый, из линз целестиноносного известняка	+15,1
123	То же	
182	Кристаллы из друз в створках раковин в органогенном известняке	+16,4
	Мелкозернистый игольчатый из глинистых участков тонкослоистых известняков в подошве сероносного горизонта	+16,6
140*	Целестин из крупных линз песчаных известняков с самородной серой. Нижний горизонт	+31,7
137*	Колодец Кезин, верх горизонта	+29,6
14*	Овраг Кезин-Тау, верх горизонта	+23,8
	Колодец Кезин, низы горизонта	

* Пробы отбирались из нескольких участков линз, вдоль длинной и короткой их оси, с последующим усреднением для концентрирования целестина в жидкости уд. веса $3,3 \text{ г/см}^3$.

Таблица 4

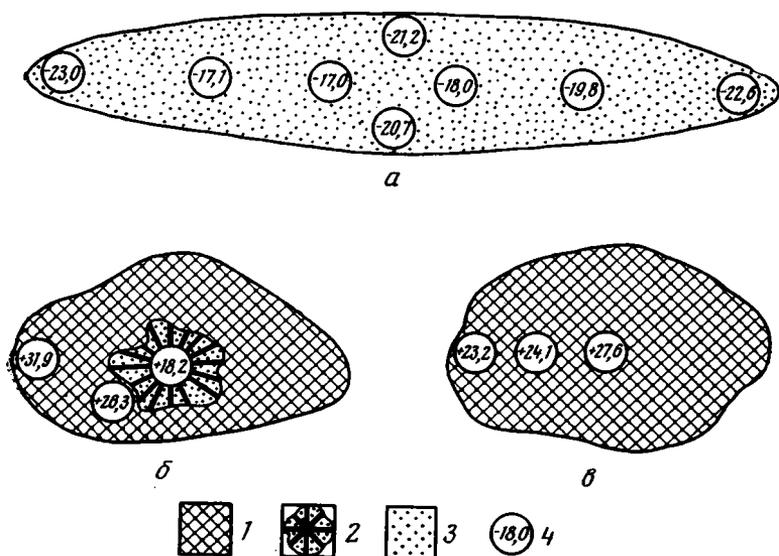
Значения δS^{34} (‰) серы кристаллов целестина из различных зон каравасообразных конкреций нижнего сероносного горизонта проявления Кукуртли

Тип конкреций	Конкреции без серы			Конкреции с серным ядром					
	№ образца								
зоны конкреций	108	109	5	101	102	7	10	11	35
Центральная	+27,4	+27,6	—	—	+18,2	+18,3	+16,7	+20,1	+15,8
Промежуточная	+25,6	+24,1	+23,9	+27,4	+26,3	—	—	—	+20,7
Внешняя	+23,2	+23,2	+21,4	+31,7	+31,9	+29,0	—	+26,4	+30,1



Фиг. 5. Изотопный состав серы различных минералов серопроявлений Ак-Оба и Кукуртли

1 — целестин из несероносных пород, 2 — то же из сероносных пород, 3 — вторичный гипс из гипсово-карбонатных желваков и селенитовый из трещин, 4 — самородная сера мономинеральных желваков, 5 — то же из «ядер» целестиновых конкреций, 6 — сера целестина из серно-целестиновых ядер



Фиг. 6. Примеры распределения изотопов серы в серосодержащих минералах конкреций из известняков нижнего рудного горизонта проявления Кукуртли

а — линзовидная конкреция самородной серы, обр. 136; б — конкреция целестина с серным ядром, обр. 102; в — бессерная конкреция целестина, обр. 109. 1 — целестин, 2 — серно-целестиновое ядро, 3 — самородная сера, 4 — точки отбора проб на изотопный анализ и значения δS^{34} серы в ‰

разных горизонтах. Наиболее широкий диапазон значений δS^{34} характерен для гипсов из корок вокруг серных выделений (от +0,6 до -21,4‰) (см. табл. 2). Таким образом, все проанализированные образцы гипса имеют отрицательные значения δS^{34} , что свидетельствует об образовании гипса в результате окислительных процессов в зоне гипергенеза.

Усредненные значения δS^{34} серы целестина из конкреций и линз в вертикальном разрезе пород нижнего рудного горизонта проявления Кукуртли*

Часть горизонта	Образец, №	Характеристика пород	δS^{34} , ‰	Число анализов
Верхняя	140	Крупная линза целестиноносных песчанистых известняков (колодец Кезин)	+31,7	1
	101	Целестиновые конкреции с серным ядром (колодец Кукурт)	+30,7	2
	102		29,1	
	137	Линза целестиноносных песчанистых известняков (овраг Кезин-Тай)	+29,5	2
Средняя	108	Целестиновые конкреции без серного ядра (колодец Кукурт)	+25,5	8
	109	Целестиновые конкреции с серным ядром (колодец Кезин)	+24,9	3
	35		+25,4	2
Нижняя	14	Линза целестиновых известняков (колодец Кезин)	+23,8	1
	7	Целестиновые конкреции с серным ядром (колодец Кезин)	+23,6	2

* См. примечание к табл. 3.

Значения δS^{34} целестинов, выделенных из известняков, подстилающих и перекрывающих серусодержащие породы, колеблется от +12,3 до +17,7‰ (табл. 3). Близки к ним значения δS^{34} радиально-лучистых и игольчатых кристаллов целестина из серно-целестиновых ядер (от +15,8 до +20,1‰, табл. 4). В периферии серно-целестиновых конкреций наблюдается обогащение серы целестина изотопом S^{34} (табл. 4, фиг. 6, б).

В однородных конкрециях без серного ядра наблюдается обратное распределение изотопов: содержание изотопа S^{34} уменьшается от радиально-лучистых в центре к «лапчатым» кристаллам периферийных частей желваков (см. табл. 4 и фиг. 6).

Целестины, выделенные из линз и конкреционных прослоев в сероносном интервале известняков, обогащены тяжелым изотопом серы сравнительно с аналогичными образованиями за пределами серувмещающих известняков (см. табл. 3). Значения δS^{34} серы крупных кристаллов целестина из жеод (см. фиг. 3, в) варьируют в тех же пределах (от +17,7 до +23,3‰), что и радиально-лучистые целестины из серно-целестиновых ядер конкреций.

В табл. 5 приведены средние значения δS^{34} серы целестинов, отобранных в вертикальном разрезе нижнего рудного горизонта проявления Кукуртли. Наблюдается обогащение целестинов изотопом S^{34} от подошвы к кровле горизонта от +23,6 до +31,7‰. Аналогичная картина наблюдалась в разрезе верхнего рудного горизонта проявления Ак-Оба (Леин, Иванов, 1975).

Для самородной серы акчагыльских отложений характерен чрезвычайно широкий диапазон вариаций величин δS^{34} — от -23,2 до +7,5‰ (см. табл. 6 и фиг. 5). Особенно обогащены легким изотопом S^{32} мономинеральные желваки и линзы серы из нижнего рудного горизонта проявления Кукуртли (в среднем до -19,0‰). Средние значения δS^{34} аналогичных по морфологии желваков серы из верхнего рудного горизонта Кукуртли равны -0,4‰. На Ак-Обинском проявлении значения δS^{34} серы верхнего горизонта составляют в среднем +4,4‰, а в нижнем -1,8‰, т. е. выявляется одна и та же тенденция утяжеления серы в верхнем рудном горизонте сравнительно с нижним.

Изотопный состав самородной серы

Серопроявление Кукуртли

Горизонт		Монominеральные серные желваки	№ образца	4		17			Среднее					
			верхний	$\delta S^{34}, \%$	+2,4	+4,8	-1,7	-1,6	-3,0	-3,4				
№ образца	101	102		110	141	147а	6	7	Среднее					
верхний	Ядра серно-целестиновых конкреций	$\delta S^{34}, \%$	-7,2	-15,4	-14,0	-5,3	-6,8	-4,5	-10,8	-7,5				
	№ образца	103	105	113а	113б	170	171	172	173	180	181	Среднее		
нижний	Монominеральные серные желваки	$\delta S^{34}, \%$	-13,4	-15,5	-12,2	-22,0	-23,2	-22,4	-19,1	-18,8	-17,1	-18,0	-18,2	
	№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	Среднее				
нижний	Серная линза (обр. 136, анализ по точкам)	$\delta S^{34}, \%$	-23,0	-17,1	-17,0	-19,8	-22,6	-18,0	-21,2	-20,7	-19,9			
	Серопроявление Ак-Оба													
верхний	Монominеральные серные желваки	№ образца	А-12		А-7			А-9			Среднее			
	$\delta S^{34}, \%$	+5,5	+3,1	+7,5	+5,5	+7,3	+3,1	+2,9	+0,6	+2,4	+1,5	+6,0	+3,7	-3,2
нижний	То же	№ образца	А-10	А-13		А-1	Среднее							
	$\delta S^{34}, \%$	-4,0	-1,5	-0,8	-0,9	-1,8								

Внутри мономинеральных желваков и линз серы наблюдается постоянное обогащение серы изотопом S^{32} от центра к периферии (см. табл. 6 и фиг. 6). Самородная сера из ядра целестиновых конкреций в среднем изотопно тяжелее серы мономинеральных желваков, если сравнивать величины δS^{34} серы из одного и того же нижнего горизонта проявления Кукуртли (см. фиг. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Конкреционная форма выделений серы и целестина, расположение их по напластованию пород, связь конкреций с определенными горизонтами известняков, в которых они прослеживаются на большие расстояния,— все это, на наш взгляд, доказывает образование целестиновых и серных конкреций и линз на стадии диагенеза. Другое мнение высказано А. С. Соколовым (устное сообщение), который считает самородную серу Кукуртли эпигенетической, образовавшейся путем замещения сульфатных минералов гипсово-карбонатных и целестиновых конкреций. Если исходить из данных по вещественному составу гипсово-карбонатных и целестиновых конкреций, содержание серы в которых не превышает 15% (см. табл. 1), то остается неясным, каким путем при замещении сульфатной серы таких конкреций могли образовываться мономинеральные желваки серы и какова судьба карбонатных и терригенных минералов, входивших в состав конкреций.

О замещении гипсово-карбонатных желваков («четок») серой не приходится говорить, поскольку в этих желваках самородная сера не встречается. А что касается серно-целестиновых конкреций, то в них наблюдаются достаточно сложные и разнообразные взаимоотношения серы и целестина: от прорастания серных агрегатов кристаллами целестина (см. фиг. 4, 2) до захвата «серной взвеси» крупными кристаллами целестина при их кристаллизации (см. фиг. 3, в). Это доказывает лишь, что образование обоих минералов происходило в одно и то же время.

Тот же вывод можно сделать при анализе данных по изотопному составу серы: изотопно легкая самородная сера (см. табл. 6) ассоциирует с утяжеленным целестином (см. табл. 3—5). Если бы сера замещала целестин, особенно при формировании мономинеральных желваков, она наследовала бы его изотопный состав, чего в действительности не наблюдается.

Присутствие в одних и тех же породах изотопно тяжелого сульфата стронция и изотопно легкой самородной серы (см. фиг. 5) свидетельствует о том, что при формировании серных и серно-целестиновых конкреций происходил активный процесс сульфатредукции. Напротив, в целестиновых конкрециях за пределами сероносных интервалов не наблюдается сколько-нибудь заметного обогащения изотопом S^{34} (см. табл. 3). Следовательно, образование этих целестинов, не парагенных самородной сере, могло происходить без участия активных микробиологических процессов восстановления сульфата.

Тонкозернистая структура пород акчагыла, их тонкая слоистость, терригенно-карбонатный состав и обилие раковин кардид и мактр говорит о пониженной солености водоема, в котором происходило осадконакопление. Примечательно также полное отсутствие в известняках седиментационного гипса или ангидрита, что вынуждает нас судить об изотопном составе сульфата водоема по значениям δS^{34} целестина из пород за пределами серноосного интервала и близким к ним значениям δS^{34} радиально-лучистых кристаллов из серно-целестиновых ядер в целестиновых конкрециях.

Наиболее изотопно легкие разности целестина имеют величины δS^{34} от +12,3 до +17,7‰. Поскольку эти минералы также образовались в диагенезе, их изотопный состав может быть несколько тяжелее исход-

ного сульфата водной толщи. Следовательно, сульфат-ион акчагыльского водоема имел величину δS^{34} меньше $+12,3\text{‰}$.

Известно, что изотопный состав неогеновых эвапоритов равен в среднем $+21\text{‰}$ (Holser, Kaplan, 1966). В то же время имеются данные, свидетельствующие об обогащении сульфатов внутриконтинентальных морей легким изотопом S^{32} за счет привноса изотопно легкой материковой серы. Например, δS^{34} сульфата воды Каспийского моря равняется $+8,6\text{‰}$ (Еременко, Панкина, 1971), а Азовского моря $+17,8\text{‰}$ (Гриненко, Гриненко, 1974).

Легкий изотопный состав сульфата акчагыльского водоема — еще одно подтверждение опресненности бассейна и его внутриконтинентальной природы. Опресненность водоема осадконакопления ставит под сомнение возможность хемогенного осаждения стронция. Теория выпадения стронция в осадок в виде целестина при метаморфизации вод различных химических типов также касается осолоняющихся, а не опресненных бассейнов (Каржаув, 1974).

Мы полагаем, что стронций поступал в иловый осадок за счет высвобождения этого элемента из тканей и скелетов отмирающих организмов, многочисленные остатки которых имеются в изученных органогенных и органогенно-детритусовых известняках. Восстановительные условия, характерные для среды диагенетического минералообразования, способствуют, как показал Н. М. Страхов (1953), возникновению неоднородных физико-химических условий в осадке, что приводило к перераспределению стронция с образованием конкреций и конкреционных прослоев. Изотопный состав серы сульфатов целестиновых конкреций из сероносного интервала позволяет говорить о заметном участии процессов микробиологической сульфатредукции на стадии диагенетического минерало- и конкрециеобразования, что согласуется с фактом присутствия желваков самородной серы и серно-целестиновых конкреций в терригенно-карбонатных породах. В целестинах из сероносных интервалов значения δS^{34} серы сульфатов утяжеляются даже в пределах одной конкреции, иногда на $13,7\text{‰}$ (см. табл. 4 и фиг. 6, б).

Процессы биогенной редукции, особенно на стадии диагенеза осадков, протекают локально с образованием изотопно легкого сероводорода. Низкое содержание реакционноспособного железа в терригенно-карбонатных илах приводило к аккумуляции сероводорода в иловом растворе, а затем к окислению его до самородной серы на границе вода — ил или в самых верхних горизонтах ила. Перераспределение серы в осадке способствовало формированию желваковых мономинеральных стяжений в бесцелестиновых известняках с наиболее изотопно тяжелой серой в центре желваков и обогащением изотопом S^{32} периферийных участков (см. фиг. 6, а). Такое распределение изотопов объясняется минимальным фракционированием на стадии наиболее интенсивных первоначальных редукционных процессов. С уменьшением интенсивности редукции, скорее всего из-за исчерпания легко усвояемого органического вещества осадков на фоне постоянного притока свежего сульфата, коэффициент разделения изотопов возрастает и сера периферийных участков обогащается легким изотопом S^{32} . В стронцийсодержащих осадках мелкие стяжения серы становились зародышами кристаллизации наиболее ранних радиально-лучистых целестинов с δS^{34} от $+15,8$ до $+18,3\text{‰}$ (см. табл. 4), т. е. с изотопным составом, близким к изотопному составу сульфата водоема. Поскольку процесс сульфатредукции продолжался и в более глубоких горизонтах ила, в иловом растворе накапливался тяжелый сульфат, из которого формировался целестин периферийных участков серно-целестиновых конкреций с δS^{34} от $+26,4$ до $+31,9\text{‰}$.

Образование бессерных целестиновых конкреций в сероносном интервале терригенно-карбонатных пород также происходило при участии процессов восстановления сульфатов иловых вод, о чем свидетельствует

разница в изотопном составе радиально-лучистых кристаллов из центра конкреций и «лапчатых» с периферии (см. табл. 4 и фиг. 6, в). Но, видимо, бессерные конкреции формировались в участках с наименьшей интенсивностью редукции, что обуславливало максимальное фракционирование изотопов серы в период зарождения конкреций с образованием изотопно тяжелых радиально-лучистых кристаллов целестина в центре. Тяжелый сульфат быстро исчерпывался по мере роста конкреций ввиду незначительности масштабов редукции, что видно и по отсутствию самородной серы в однородных конкрециях.

Чрезвычайно различные условия протекания процессов сульфатредукции в иловых отложениях акчагыльского моря и очень разные интенсивности этих процессов приводили к формированию изотопно различной серы даже в двух соседних точках желваков (см. табл. 6, обр. 4, А-12, А-7). Тем не менее наблюдается определенная закономерность в распределении изотопов серы. Значения величин δS^{34} желваков из одного рудного горизонта варьируют в пределах не более 5‰ (обр. 170—181, 136/1—136/8 и др. в табл. 6), в то время как значения δS^{34} для серы из разных горизонтов и разных проявлений могут различаться на 18,6‰ (см. табл. 6).

Восстановительные процессы в иловых осадках акчагыльского моря привели к утяжелению изотопного состава сульфата воды, что повлияло на изотопный состав целестина в вертикальном разрезе пород: верхние прослойки серусодержащих акчагыльских пород содержат больше изотопа S^{34} ($\delta S^{34} = +31,7\text{‰}$), чем нижние ($\delta S^{34} = +23,6\text{‰}$, см. табл. 5). Особенно показательны наличие изотопно тяжелого целестина ($\delta S^{34} = +27,1\text{‰}$) в бессерных песчаниках, непосредственно залегающих над серусодержащими известняками АК-Обинского серопроявления. Утяжеление сульфата вверх по разрезу можно рассматривать как одно из геохимических доказательств седиментационно-диагенетического образования серы (Леин, Иванов, 1975).

Конкреции серы и целестина могут встречаться независимо друг от друга. Общим для их формирования являются восстановительные условия в илах и наличие сульфат-иона в иловой воде. Но для образования диагенетических конкреций и линз целестина восстановительные процессы не обязательно должны протекать при участии сульфатредуцирующей микрофлоры и быть интенсивными. Напротив, существует мнение, что сильное сероводородное заражение илов затрудняет образование целестина в диагенезе (Бурков, Подпорина, 1962).

В отличие от целестина, для образования самородной серы совершенно необходимо участие специфических сульфатредуцирующих микроорганизмов, обеспечивающих интенсивные процессы восстановления сульфат-иона илового раствора. Видимо, в этих случаях формировались мономинеральные (до 96,4% S) желваки серы в бесцелестиновых известняках.

В отдельных участках терригенно-карбонатных осадков акчагыльского водоема создавались благоприятные условия для образования и целестина, и самородной серы. В этих участках формировались серно-целестиновые ядра в целестиноносных «караваях» с содержанием серы от процента до десятков процентов в расчете на ядро.

В целом в осадках акчагыльского водоема не могло существовать оптимальных условий для образования промышленных скоплений серы, поскольку опреснение бассейна приводило к снижению концентрации сульфатов в водной толще и поступлению терригенного материала, разубоживавшего сероносные илы. Кроме того, значительная часть сульфат-иона иловой воды связывалась в сульфат стронция и не участвовала в процессах сульфатредукции.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурков В. В.* Месторождения стронция в пестроцветной сульфатно-терригенной формации.— В сб.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., «Наука», 1974.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Геология СССР. Том XXII, Туркменская ССР, М., «Недра», 1972.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.
- Данов А. В.* Серные месторождения СССР.— В сб.: Вопр. серной пром. СССР. М., Изд. Комитета химии при Госплане СССР, 1932.
- Данов А. В.* Об условиях образования месторождений серы Средней Азии.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 88. Л., 1936.
- Двали М. Ф., Лебедев Г. А., Никитюк Л. А.* Геологические и гидрогеологические исследования Краснодарского полуострова.— Тр. Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР, вып. 179. Л., 1932.
- Еременко Н. А., Панкина Р. Г.* Вариации δS^{34} сульфатов современных и древних морских водоемов Советского Союза.— Геохимия, 1971, № 1.
- Иванов М. В.* Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., «Наука», 1964.
- Каржаув Т. К.* Некоторые особенности проявления целестиновой минерализации в мезозойских и кайнозойских отложениях Средней Азии.— В сб.: Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтеносных и газоносных бассейнов Средней Азии. Л., «Недра», 1964.
- Каржаув Т. К.* О хемогенной гипотезе целестинообразования.— Узб. геол. ж., 1974, № 2.
- Лейн А. Ю., Иванов М. В.* Изотопный состав серы и сульфатных минералов экзогенных серных месторождений.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5.
- Лейн А. Ю., Иванов М. В., Матросов А. Г., Зякун А. М.* Генезис серно-кальцитовых руд Гаурдакского месторождения.— Геохимия, 1976, № 3.
- Соседко А. Ф.* Новые данные о месторождении целестина в Туркмении.— Тр. СОПС, сер. Туркм. Изд-во АН СССР, 1932, вып. 4.
- Страхов Н. М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Уклонский А. С.* Парагенезис серы и нефти. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Федорович Б. А.* Изучение залежей целестина в ачкагыле. Рекогносцировочная геологическая поездка. Осведомительный Бюллетень Комиссии экспедиционных исследований АН СССР, 1929, № 16(17).
- Юшкин Н. П.* К геохимии стронция и бария в процессе сероотложения.— Геохимия, 1962, № 12.
- Holser W. T., Kaplan I. R.* Isotope geochemistry of sedimentary sulfates.— Chem. Geol., 1966, v. 93, No. 1.

Институт биохимии и физиологии
микроорганизмов АН СССР,
Пушчино

Дата поступления
31.V.1976

УДК 552.313(574.42)

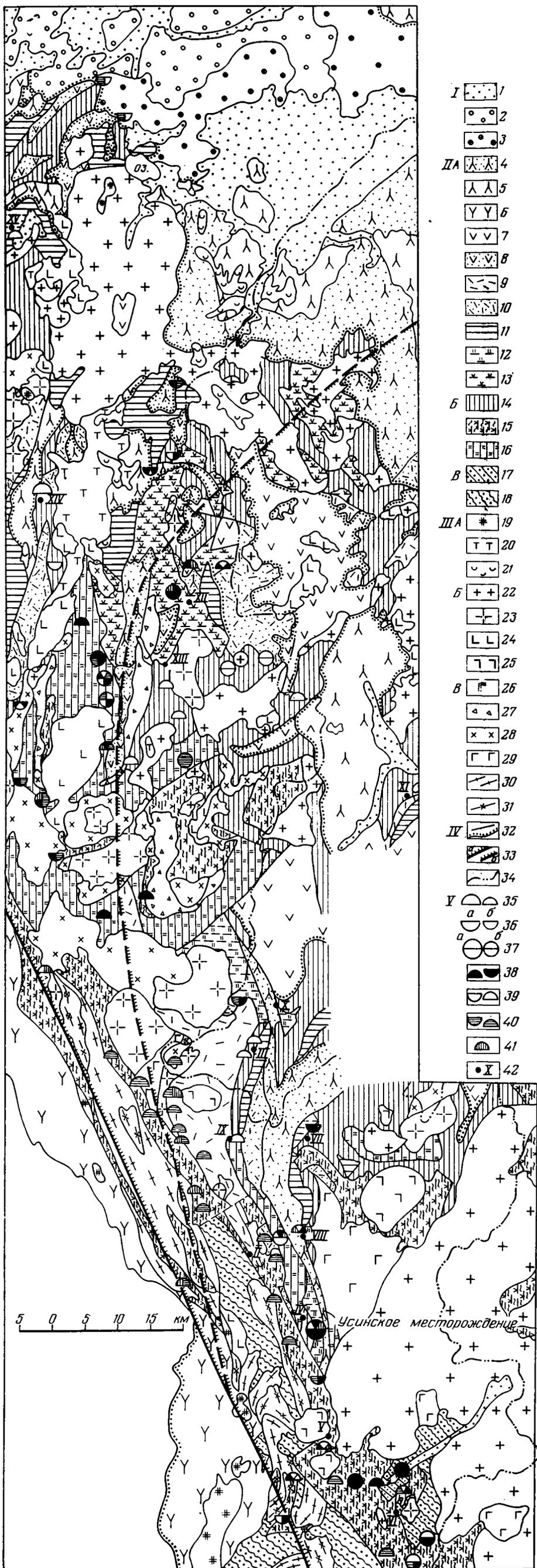
**ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

С. М. МИРТОВА

Приводится краткая характеристика геосинклиналильных формаций региона, устанавливается связь их формирования с определенными структурно-тектоническими зонами и стадиями геотектонических циклов. Регион рассматривается как область сквозного геосинклиналильного развития, превращения в складчатое сооружение в процессе каледонского орогенеза. На основании анализа литолого-стратиграфических разрезов и формационных рядов выявлена стратиграфическая и тектоническая локализация рудоносных горизонтов и масштабы рудогенеза в пределах определенных геотектонических циклов. Установлена связь формирования рудоносных горизонтов с начальными стадиями геосинклиналильного развития и приуроченность рудообразования к началу и концу циклов вулканической активности. Выделены рудоносные формации, перспективные на обнаружение железных, колчеданных, марганцевых руд и фосфоритов.

До последних лет сводных работ по анализу рудоносности вулканогенно-осадочных отложений Кузнецкого Алатау не появлялось. Исследования обычно касались определенного полезного ископаемого и проводились для узких стратиграфических интервалов (Соколова, 1961; Ходак и др., 1966; Миртов и др., 1964, 1972; Дымкин и др., 1974). В основу этого сообщения положены результаты многолетних работ по изучению вулканогенно-осадочных комплексов региона. Выводы опираются на данные изучения более 20 опорных участков. При этом выяснялись строение и вещественный состав толщ, их взаимоотношения, стратиграфическая и формационная принадлежность, характер и масштабы рудогенеза. На основании этих данных и материалов предыдущих исследований установлена стратиграфическая локализация рудоносных горизонтов и проведен формационный анализ, позволивший выявить связь рудоносных формаций с определенными циклами и стадиями геотектонического развития региона.

Из схемы сопоставления разрезов (фиг. 1) видна четкая приуроченность рудоносных горизонтов к определенным стратиграфическим интервалам. Проявления и месторождения железных руд связаны с верхами колтасской свиты нижнего — среднего рифея, а также известны в вулканогенных отложениях канымской свиты нижнего — среднего кембрия, где локализуются лишь в области непосредственного их налегания на породы колтасской свиты. Первичные марганцевые и стратиформные колчеданные руды приурочены к трем стратиграфическим уровням: основанию колтасской свиты нижнего — среднего рифея, верхам кабырзинской свиты среднего рифея и нижней половине алданского яруса нижнего кембрия. С этими уровнями связаны также проявления фосфоритов, однако максимум фосфатонакопления фиксируется в отложениях венда.



- I
- 1
- 2
- 3
- IIA
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- B
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- IIIA
- 19
- 20
- 21
- B
- 22
- 23
- 24
- 25
- B
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- IV
- 32
- 33
- 34
- V
- 35
- a
- б
- 36
- a
- б
- 37
- 38
- 39
- 40
- 41
- 42

Фиг. 2. Формационная карта центральной части Кузнецкого Алатау (составили С. М. Миртова и Г. А. Коков)

I. Платформенные формации: 1 — континентальная сероцветная терригенная (Q), 2 — пестроцветная кор выветривания и переотложенных ее продуктов (J_3 , Cr), 3 — угленосная (J_{1-2}).

II. Геосинклинальные формации. А — каледонского цикла развития, позднеорогенной стадии: 4 — красноцветная вулканогенно-терригенная (D_{1-2}), 5 — трахибазальтовая (D_{1-2}), 6 — андезито-базальтовая (D_{1-2}); раннеорогенной стадии: 7 — порфирировая (Sm_2), 8 — сероцветная туфогенно-терригенная (Sm_2), 9 — порфирировая (Sm_{1-2}), 10 — сероцветная терригенная (Sm_{1-2}); предорогенной стадии: 11 — рифогенная известняковая (Sm_1); стадии начальных погружений: 12 — туфогенно-кремнисто-карбонатная (Sm_1), 13 — карбонатно-кремнисто-вулканогенная (Sm_1). Б — формации байкальского цикла развития, предорогенной стадии: 14 — карбонатная формация ($Rf-V$); стадии начальных погружений: 15 — диабазовая (Rf_{1-2}), 16 — кремнисто-карбонатная (Rf_2). В — формации добайкальского цикла развития: 17 — флишодная известково-туфитовая (Rf_1), 18 — ее метаморфические аналоги (Rf_1).

III. Магматические формации. А — позднеорогенные: 19 — субщелочных гранитов и граносиенитов (D_3), 20 — щелочных сиенитов (D_{2-3}), 21 — щелочных габброидов (D_2). Б — сининверсионные (синорогенные): 22 — гранитоидов пестрого состава (Sm_3-O_1), 23 — плагногранитов (Sm_{2-3}), 24 — сиенит-габбровая ($Sm_2?$), 25 — габбро-норитовая (Sm_2). В — собственно геосинклинальная: 26 — дунит-пироксенит-габбровая ($Sm_1?$), 27 — гипербазитовая (Sm_{1-2}), 28 — плагногранит-габбровая (Sm_{1-2}), 29 — габбро-диорит-диабазовая (Rf_{1-2}), 30 — гнейсогранитов и мигматитов ($Rf?$), 31 — метагаббро-диоритовая ($Rf_1?$).

IV. Прочие знаки: 32 — границы формаций: а) согласные и тектонические, б) несогласные; 33 — положение осевых линий глубинных разломов: а) докембрийского, б) кембрийского заложения; 34 — граница Кемеровской области и Красноярского края.

V. Месторождения (а) и проявления (б) полезных ископаемых: 35 — морские вулканогенно-осадочные, 36 — континентальные, связанные с корами выветривания, 37 — морские и континентальные в совместном залегании, 38 — марганцевые руды, 39 — фосфориты, 40 — железные руды, 41 — колчеданные руды, 42 — номера разрезов, изображенных на фиг. 1

Формации рассматриваются как естественные ассоциации горных пород, генетически связанные во времени и пространстве и отвечающие определенным стадиям геотектонических циклов и определенным тектоническим зонам. По этому принципу в Кузнецком Алатау выделены комплексы платформенных и геосинклинальных формаций (фиг. 2).

Вертикальный ряд геосинклинальных формаций представлен ритмичным чередованием определенного их набора. Происхождение формационных «ритмов» связано с цикличностью геотектонического развития региона и подчеркивается периодическим появлением вулканитов в разрезах (фиг. 3, 1). Соответственно времени проявления геотектонических циклов выделены группы формаций добайкальского, байкальского и каледонского циклов развития геосинклинали.

Формации добайкальского цикла развития известны лишь в южной части района (см. фиг. 2), где распространены флишоидная известково-туффовитовая и ее метаморфические аналоги.

Флишоидная известково-туффовитовая формация выделена в составе кяфарской свиты нижнего рифея; мощность ее более 1500 м. Она сложена ритмичным переслаиванием туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с базальным известковым цементом, туффовитов и туфов кислого состава. В верхах ритмов распространены прослои известняков с примесью туфогенного материала. Обломочный материал хорошо сортирован, весьма слабо окатан, часты оскольчатые и рогульчатые формы. Он представлен микрофельзитами, дацитовыми и андезитовыми порфиритами, раскристаллизованным фельзитовидным вулканическим стеклом, кварцем, плагиоклазами. Слоистость параллельная, иногда косая, часты оползневые текстуры.

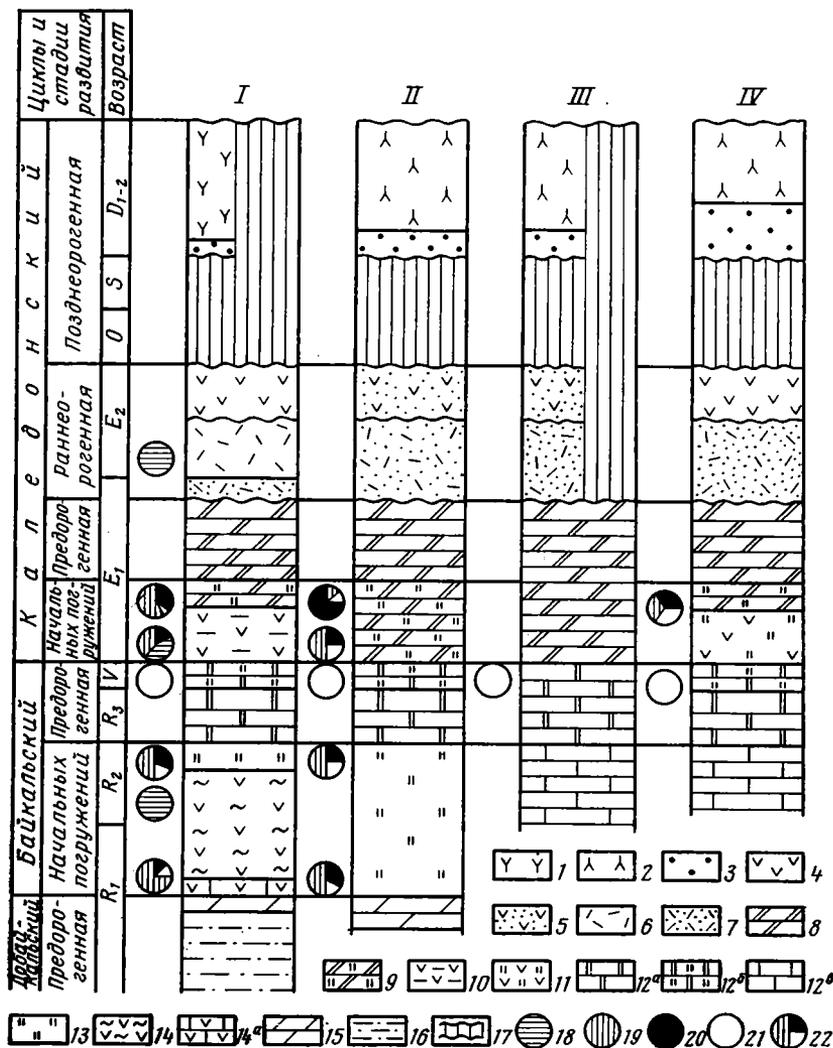
Известняковая формация согласно с постепенным переходом сменяет вверх по разрезу флишоидную известково-туффовитовую формацию. Это маломощная (250—350 м) толща черных рифогенных и обломочных известняков с микрофитолитами нижнего рифея (марухинская свита). Формация характеризуется исключительной чистотой состава, отсутствием даже незначительной примеси терригенного и пирокластического материала.

Группа формаций байкальского цикла развития представлена диабазовой, кремнисто-карбонатной и карбонатной формациями.

Диабазовая формация (более 2000 м) выделена в составе колтасской свиты нижнего — среднего рифея. Она развита вдоль зон глубинных разломов и сложена зеленокаменно-измененными базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами микролитовой, гиалопилитовой, спилитовой структуры и их туфами.

Химические анализы эффузивов (табл. 1) свидетельствуют о том, что в их составе резко преобладают цветные компоненты, составляющие около 55% объема пород. В составе цветной части основная роль принадлежит магнезиально-железистым силикатам. Породы альбитизированы, характерно резкое преобладание натрия над калием. Эффузивы занимают основную часть объема формации, лишь в верхах ее широко развиты вулканокластические породы (алевритовые, пепловые и псаммитовые туфы), с которыми связаны проявления железных руд. Линзобразные рудные тела представлены магнетитовыми и гематит-магнетитовыми рудами с примесью сульфидов железа, меди, свинца и цинка. Магнетит и гематит образуют слойки, линзочки, шлиры и вкрапленность в туфах. В рудах распространены осадочные текстуры: линзовидно- и параллельно-слоистая, косослоистая, а также микроразмывы кровли слойков с переотложением рудного материала.

В основании формации залегает известково-кремнисто-туфовая ассоциация пород (250—500 м). Она сложена тонкими туфами основного



Фиг. 3. Размещение вулканогенно-осадочных полезных ископаемых в палеоструктурных зонах геосинклинального пояса Кузнецкого Алатау

Формационные вертикальные ряды: I — эвгеосинклинальной зоны докембрийского заложения; II — переходной зоны; III — жестких структур; IV — эвгеосинклинальной зоны кембрийского заложения. Формации: 1 — андезито-базальтовая; 2 — трахибазальтовая; 3 — красноцветная вулканогенно-терригенная; 4 — порфирировая; 5 — сероцветная туфогенно-терригенная; 6 — порфирировая; 7 — сероцветная терригенная; 8 — рифогенная известняковая; 9 — туфогенно-кремнисто-карбонатная; 10 — андезито-базальтовая; 11 — карбонатно-кремнисто-вулканогенная; 12 — карбонатная: а) доломитовая подформация, б) кремнисто-доломитовая подформация, в) известняковая подформация; 13 — кремнисто-карбонатная; 14 — диабазовая: а) известняково-кремнисто-туфовая ассоциация в составе диабазовой формации; 15 — известняковая; 16 — флишонная известково-туф-фитовая; 17 — перерывы в осадконакоплении. Руды: 18 — железные, 19 — колчеданные, 20 — марганцевые, 21 — фосфориты, 22 — комплексные

состава, углисто-кремнистыми сланцами и известняками с примесью туфогенного материала; реже наблюдаются прослои железистых кварцитов. В основании и верхах пачки прослежены горизонты углисто-кремнистых сланцев с комплексным фосфорит-марганцево-колчеданным оруденением. Оруденение (Быч и др., 1974) представлено стратифицированными пластами мощностью до 25—30 м густовкрапленных и сливных пирит-пирротиновых и пиритовых руд с тонкими (1—5 см) прослоями

Таблица 1

Химический состав эффузивных пород вулканогенных формаций, вес. %

Группы проб	Весовые %													Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	сумма	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	φ	t
1 (10)	51,52	1,96	16,93	2,17	5,54	0,15	4,34	8,95	4,03	0,58	3,47	0,34	0,05	99,71	10,18	6,81	20,07	62,94	38,21	38,57	23,22	—	91,5	10,03	2,8
2 (23)	48,47	1,73	14,84	3,11	8,50	0,20	5,74	8,32	2,88	0,31	5,36	0,30	0,04	99,80	7,26	6,91	25,63	60,20	45,10	39,90	15,0	—	94,0	10,8	2,5
3 (5)	78,12	1,08	8,40	3,64	—	0,58	0,80	0,67	2,93	1,40	2,04	0,09	0,02	99,77	8,07	0,85	5,47	85,61	64,30	23,80	—	11,90	75,8	54,7	1,06
4 (5)	74,76	0,15	11,52	1,76	0,16	0,04	0,47	0,28	1,25	7,54	0,93	0,03	—	99,89	13,24	0,33	4,28	82,15	58,46	18,46	—	23,08	19,9	33,8	0,25
5 (10)	50,76	1,57	16,49	2,48	7,05	0,15	4,60	5,29	4,80	1,27	4,39	0,44	0,04	99,33	13,12	5,12	19,39	62,37	48,70	42,39	8,91	—	84,6	24,4	2,31

Примечание. 1 — андезито-базальтовые порфириты диабазовой формации (Rf₁₋₂); 2 — андезито-базальтовые порфириты карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации (Cm₁); 3 — кварцевые плагипорфиры порфировой формации (Cm₁₋₂); 4 — кварцевые порфиры порфировой формации (Cm₁₋₂); 5 — андезито-базальтовые порфириты порфировой формации (Cm₂). В скобках — количество анализов. Анализы проведены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления.

Таблица 2

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	BaO	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	B ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	CO ₂	C _{орг}	S	H ₂ O+	Сумма
1	38,74	—	3,00	30,47	—	1,80	1,37	2,28	—	1,43	—	—	0,06	0,05	21,16	—	—	18,42	—	100,27
2	26,00	—	4,80	36,03	—	2,67	4,79	5,63	—	0,87	0,14	—	0,09	0,06	21,50	—	—	20,40	—	102,45
3	13,14	0,20	2,24	61,09	20,57	0,14	1,40	0,13	—	0,04	0,05	—	0,06	0,07	—	—	—	—	—	99,13
4	6,68	0,19	0,45	32,53	—	13,87	5,24	4,35	—	10,21	0,01	—	0,12	0,26	23,78	19,11	—	4,59	—	97,69
5	22,38	—	0,79	27,32	—	6,18	6,26	6,54	—	3,50	0,12	—	0,17	0,11	23,05	23,05	—	1,26	—	96,42
6	8,00	0,17	0,19	8,65	—	6,30	2,10	38,51	0,20	0,36	0,03	0,05	0,08	0,18	—	34,12	—	0,62	0,84	100,4
7	10,75	0,21	0,19	8,65	—	6,30	2,26	34,83	0,15	0,34	0,02	0,05	0,07	0,26	—	34,50	—	0,15	0,90	99,63
8	17,29	0,20	0,38	21,32	—	6,98	2,59	26,97	0,06	1,03	0,04	0,15	0,03	0,18	—	19,10	—	0,26	5,20	101,78
9	12,32	0,27	0,57	9,30	—	9,01	2,59	35,17	0,08	0,32	0,03	0,05	0,03	0,20	—	25,86	—	0,12	3,60	99,52
10	9,74	0,07	0,95	2,95	—	31,33	4,98	13,89	—	0,54	—	—	0,08	0,14	—	34,46	0,22	0,09	—	99,44
11	3,23	0,04	0,20	1,00	—	40,14	2,93	10,89	—	0,13	—	—	0,07	0,13	—	40,45	1,11	0,17	—	100,49
12	37,48	5,70	8,23	11,38	—	13,06	4,37	7,02	0,54	0,37	0,06	1,90	0,16	0,41	—	5,20	—	0,05	4,24	100,17
13	72,41	0,32	5,92	1,26	1,32	8,71	0,10	0,06	—	6,04	—	—	1,10	2,22	1,30	—	—	—	—	100,76
14	14,05	0,21	3,59	16,42	—	3,24	1,52	29,50	—	0,59	—	—	1,50	0,05	28,70	28,70	—	0,67	—	99,37

Примечание. Диабазовая формация: 1 — марганцовистый сульфидно-кремнистый сланец (Петровское месторождение); 2 — пирит-пирротинная руда (Петровское месторождение); 3 — гематит-магнетитовая руда (проявление руч. Луговой). Кремнисто-карбонатная формация: 4 — марганцовисто-фосфатный сульфидно-карбонатно-углистый сланец (проявление руч. Луговой); 5 — углисто-кремнистый сланец; (проявление руч. Луговой). Туфогенно-кремнисто-карбонатная формация: 6, 7 — родохрозитовые руды (Усинское месторождение); 8, 9 — хлорит-родохрозитовые руды (Усинское месторождение); 10, 11 — известняково-родохрозитовые руды (Усинское месторождение); 12 — марганцовистая туфогенно-карбонатно-кремнистая порода с аксинитом (Усинское месторождение). Карбонатно-кремнисто-вулканогенная формация: 13 — кремнистый туфосланец со слюйком фосфорита (проявление руч. Новый); 14 — родохрозитовая руда с кварцевыми жилками (Мало-Урюпинское проявление). Анализы выполнены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления. (—) — не определялось.

фосфатных (до 9,7% P_2O_5) и марганцовистых (1—6% MnO) сланцев (табл. 2). В колчеданных рудах установлены повышенные содержания золота, серебра, меди, цинка, свинца и бария.

Кремнисто-карбонатная формация распространена в области перехода от жестких структур (глыб) к эвгеосинклинальным зонам и выделяется в составе кабырзинской свиты среднего рифея. Она представлена мощной (до 1200 м) толщей обломочных известняков с прослоями черных кремней, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. Известняки черные ритмично-слоистые с хорошей сортировкой обломочного материала от среднепсаммитовой до алевроитовой размерности, содержат примесь пирокластического материала основного и средне-основного состава. В низах толщи наблюдаются прослои туфов андезито-базальтовых порфиритов.

С верхней половиной разреза формации связаны комплексные фосфорит-сульфидно-марганцевые проявления. Они приурочены к горизонтам углисто-кремнистых сланцев с обильной сульфидной минерализацией. Здесь описаны слабомарганцовистые (1—3% Mn) известняки и сланцы с маломощными прослоями и линзами бедных (до 12% Mn) карбонатных марганцевых руд и фосфоритов (до 10% P_2O_5).

Карбонатная формация распространена преимущественно в области развития жестких структур (глыб) (см. фиг. 2), где имеет максимальную мощность (~2500 м). В составе ее, в зависимости от положения в той или иной тектонической зоне, объединены отложения верхнего рифея и венда либо среднего, верхнего рифея и венда, охарактеризованные комплексами микрофитолитов соответствующего возраста. Состав формации довольно выдержанный. Некоторая изменчивость установлена лишь для нижней и верхней части ее разреза, что позволило выделить в ее объеме ряд подформаций.

Известняковая подформация слагает основание разреза формации в центральной части устойчивых массивов (карбонатный тип разреза кабырзинской свиты среднего рифея). Она представлена черными рифогенными известняками с прослоями и линзами обломочных разностей.

Доломитовая подформация объединяет среднюю и частично верхнюю части разреза формации. Она представлена толщей (800—1000 м) серых строматолитовых доломитов с редкими маломощными слоями и линзочками обломочных и онколитовых доломитов. В стратиграфическом отношении подформация объединяет отложения верхнего рифея либо верхнего рифея и венда.

Кремнисто-доломитовая подформация (500—600 м) слагает верхи разреза карбонатной формации в краевой зоне устойчивых массивов. Она отвечает венду и охватывает поля распространения кремнисто-доломитового типа разреза последнего. Подформация представлена мелкообломочными доломитами с тонкими прослоями черных кремней и онколитовых доломитов. В зоне контактов с отложениями доломитовой подформации наблюдаются горизонты доломитовых брекчий, часто грубообломочных. С отложениями подформации связаны основные фосфоритовые рудопоявления. В их составе описаны фосфорит-доломитовые брекчии, прослои и линзы пелитоморфных, обломочных и обломочно-оолитовых фосфоритов.

В связи с тем, что Кузнецкий Алатау является зоной каледонской консолидации, в его пределах представлены формации всех стадий каледонского геосинклинального цикла: от формаций стадии начальных погружений до позднеорогенных. Группа формаций стадии начальных погружений также локализуется вдоль зон глубинных разломов и слагается андезито-базальтовой, карбонатно-кремнисто-вулканогенной и туфогенно-кремнисто-карбонатной формациями.

Карбонатно-кремнисто-вулканогенная формация распространена в центральной части района и представлена мощной (1000—1500 м) оса-

дочно-вулканогенной толщей с фауной нижней половины алданского яруса нижнего кембрия.

Разрез формации неоднороден (Тарасова и др., 1973). Низы его представлены андезито-базальтовыми порфиритами с маломощными прослоями их туфов. Эффузивы микролитовой и гиалопилитовой структуры, часто с миндалекаменной и брекчиевой текстурами в краевых частях потоков. По петрохимической характеристике (см. табл. 1) породы меланократовые. Цветные компоненты в них составляют более 60% и представлены магнезиально-железистыми разностями. По соотношению a к c они очень бедны щелочами; натрий резко преобладает над калием.

В средней части разреза формации описана пачка темно-серых ритмично-слоистых обломочных известняков с примесью туфогенного материала с прослоями мелкообломочных туфов андезито-базальтовых порфиритов, черных сульфидизированных углисто-кремнистых, кремнистых сланцев и спонголитов. С ней связаны проявления марганцевых руд и фосфоритов. На наиболее изученном Мало-Урюпинском проявлении марганца оруденение представлено пластами (до 2 м) родохрозитовых руд с содержанием марганца 20—38%. На проявлении ручья Новый среди обломочных известняков этой же пачки описан фосфоритоносный горизонт (25 м), представленный чередованием тонкослоистых углисто-кремнистых сланцев и туфосланцев с прослоями (по 0,2—0,5 м) тех же сланцев, содержащих слойки (2—3 мм) и линзочки пелитоморфного фосфорита. Содержание P_2O_5 в фосфоритовых слойках колеблется от 12 до 33% (см. табл. 2).

Верхи разреза формации сложены фациально изменчивым комплексом пород. Здесь распространены вулканокластические и вулканомиктовые породы, часто грубообломочные, с единичными потоками андезито-базальтовых порфиритов, линзы археоциатовых известняков, пачки обломочных известняков с примесью туфогенного материала и с прослоями спонголитов и углисто-кремнистых сланцев. В последних отмечаются обломочки и линзочки фосфорита, повышенные содержания марганца и золота.

Андезито-базальтовая формация сохранилась лишь за пределами изученной территории, в Золото-Китатской структурно-формационной зоне. Она объединяет существенно вулканогенные отложения нижнего кембрия мощностью более 1000 м и представлена андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. По составу и петрохимическим параметрам туфы аналогичны описанным при характеристике карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации. В основании разреза формации встречены прослойки туфоизвестняков и кремней, с которыми в разрезе по р. Алзас (см. фиг. 1) связано проявление железистых кварцитов и марганцовистых (7,9% MnO) карбонатных пород.

Туфогенно-кремнисто-карбонатная формация замещает андезито-базальтовую формацию в горизонтальном формационном ряду и выделяется в объеме нижней половины алданского яруса нижнего кембрия. Она сложена толщей (550—600 м) темно-серых ритмично-слоистых обломочных известняков с примесью пирокластического материала средне-основного состава и прослоями спонголитов. С отложениями формации связаны проявления марганца и фосфора, к ним приурочены **Усинское** марганцевое и **Тамалыкское** марганцево-фосфоритовое месторождения.

В районе Усинского месторождения нижняя часть разреза формации наряду с обломочными известняками и спонголитами содержит слабомарганцовистые (до 5% Mn) разности известняков и прослойки бедных (5—13% Mn) карбонатных марганцевых руд. С верхней частью ее разреза связана рудная пачка мощностью более 100 м, вмещающая 10 пластов марганцевых руд мощностью от 2,5 до 14 м, разделенных межрудными прослоями мощностью от 2 до 5 м.

Руды тонкоритмично-слоистые с хорошей градационной сортировкой обломочного материала. Широко распространены алевритовые и псаммитовые структуры руд, реже встречаются рудные гравелиты и брекчии. В рудной и подрудной пачках часты оползневые текстуры и микроразмывы в основании ритмов.

По составу выделяются родохрозитовые, известняково-родохрозитовые и хлорит-родохрозитовые руды (см. табл. 2), а по структурно-текстурным особенностям — сферолито-обломочные, обломочно-сферолитовые и сферолитовые разности.

Межрудные прослои представлены родохрозит-известняковыми песчаниками, брекчиями фитогенных и археоциатовых известняков, пестроцветными кремнями, пепловыми, алевритовыми и псаммитовыми туфами средне-основного состава. Для руд и межрудных прослоев характерно присутствие туфогенной примеси, тонких слоев (до 3 мм), линзочек, микростяжений и обломков черного пелитоморфного фосфорита (Миртов и др., 1971) и примесь тонкораспыленных сульфидов, вплоть до образования слоев (до 5 см) сливных колчеданных руд. В рудной пачке, особенно в горизонтах, обогащенных туфовыми прослоями, отмечается повышенное содержание титана, бария и бора (до 2% V_2O_5).

Предорогенная стадия развития каледонского геосинклинального цикла в Кузнецком Алатау фиксируется широким площадным развитием рифогенной известняковой формации.

Рифогенная известняковая формация слагается светло-серыми органогенными, фитогенными и органогенно-обломочными известняками. В верхах ее широко распространены строматолито-онколитовые известняки. Породы формации характеризуются исключительной чистотой состава, в них не обнаружено даже незначительной примеси терригенного материала, а пирокластическая примесь установлена лишь вблизи основания формации.

В пределах устойчивых массивов рифогенная известняковая формация перекрывает отложения карбонатной формации байкальского геосинклинального цикла, имеет максимальную мощность 1500—2000 м и отвечает почти полному объему нижнего кембрия. В эвгеосинклинальных зонах она подстилается карбонатно-кремнисто-вулканогенной и туфогенно-кремнисто-карбонатной формациями и датируется верхами алданского и ленским ярусом нижнего кембрия.

Группа формаций раннеорогенной стадии каледонского геосинклинального цикла охватывает вулканогенно-терригенный комплекс отложений нижнего — среднего и среднего кембрия. В ее составе выделяются вулканогенные порфириновая и порфировая формации и нижняя моласса, представленная сероцветными терригенной и туфогенно-терригенной формациями.

Порфировая формация распространена преимущественно в эвгеосинклинальных зонах, где приурочена к инверсионным геоантиклинальным поднятиям. Реже ее отложения наблюдаются в пределах жестких массивов, где связаны, очевидно, с синорогенными разломами. Отложения порфировой формации несогласно перекрывают формации предшествующих геосинклинальных циклов и имеют существенно вулканогенный состав.

Формация выделена в объеме канымской свиты (более 1000 м) и условно датирована нижним — средним кембрием. Палеонтологической характеристики она не имеет, а результаты определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по валовому составу проб неизменных кварцевых порфиров дали 534—544 млн. лет, что соответствует среднему кембрию. В пределах эвгеосинклинальных зон формация сложена кварцевыми плагиопорфирами, плагиопорфирами и их туфами. В верхах ее разреза появляются пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириды, их лавобрекчии и туфы. На территории срединных

массивов состав ее несколько меняется. Здесь распространены кварцевые порфиры с более высоким содержанием щелочей (см. табл. 1, пробы 4), в значительном количестве присутствуют липаритовые и трахитовые порфиры и их туфы. Здесь наряду с микрофельзитовой и сферолитовой структурами основной массы эффузивов широко распространена трахитовая структура. Туфы занимают значительную часть объема формации, представлены алевритовыми, псаммитовыми и псефитовыми разностями; по составу — кристаллокластические, витро-лито-кристаллокластические и витрокластические. Среди кристаллокластических туфов кварцевых альбитофиров наблюдались автомагматические брекчии.

Осадочные породы слагают маломощную пачку в основании формации и представлены ритмично-слоистыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями переотложенных карбонатных пород.

Такие факты, как локальность распространения, большая мощность формации, широкое развитие туфо- и лавобрекчий, присутствие автомагматических брекчий и сферолоидных кварцевых порфиров, позволяют значительную часть вулканитов относить к породам прижерловой фации.

Формация железоносна. Оруденение (Дымкин и др., 1974) приурочено к туфо-туффитовой пачке и представлено линзовидными и пластообразными телами магнетитовых руд мощностью от первых м до десятков м. Руды содержат прослойки и линзы железистых яшмовидных кремней и туффитов. Текстуры руд полосчатые, горизонтально-слоистые, реже косослонистые.

Сероцветная терригенная формация замещает порфириновую формацию в горизонтальном ряду и также несогласно перекрывает формации ранних стадий каледонского и байкальского геосинклинальных циклов. Она сложена мощной (до 2500 м) толщей ритмично-слоистых терригенных пород и в зонах сопряжения с отложениями порфириновой формации обогащена примесью пирокластического материала и прослоями туфов кислого состава.

В основании формации описаны базальные конгломераты с галькой пород нижележащих формаций, содержащих палеонтологические остатки среднего, верхнего рифея, венда и нижнего кембрия. Галька интрузивных пород представлена микрогранитами, гранитами, известково-щелочными и кварцсодержащими сиенит-порфирами и гранофирами.

Для отложений формации характерна ритмичная, часто косая слоистость, хорошая градационная сортировка и полимиктовый состав терригенного материала с преобладанием псаммитовых и алевритовых разностей в присутствии прослоев переотложенных существенно карбонатных пород.

Порфиритовая формация (от 600 до 1000 м) выделена в составе беркульской и богоюльской свит среднего кембрия. Она несогласно, с горизонтом базальных конгломератов в основании, перекрывает сероцветную терригенную формацию.

Формация сложена оливиновыми, оливин-пироксеновыми и пироксеновыми порфиритами с гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурой основной массы и их туфами. Широко распространены также андезито-базальтовые порфириты (см. табл. 1, проба 5) и их туфы. Породы слегка недосыщены кремнеземом, содержат почти равное количество светлых и цветных компонентов. В составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые оликиаты. Натрий заметно преобладает над калием, калиевый полевой шпат отсутствует. По сравнению с андезито-базальтовыми порфиритами ранних стадий геосинклинальных циклов породы обогащены калием. Значительно реже в составе формации прослои туфобрекчий, туфопесчаников и туфоалевролитов.

Сероцветная туфогенно-терригенная формация фациально замещает порфиритовую формацию и сложена полимиктовыми терригенными по-

родами (песчаники, алевролиты) с обильной примесью пирокластического материала и прослоями туфов средне-основного состава. Значительно распространены в разрезе формации пачки переотложенных карбонатных пород, изредка наблюдаются прослой конгломератов и конгломератобрекчий, из обломков которых определены палеонтологические остатки рифея и нижнего кембрия.

Группа формаций позднеорогенной стадии каледонского геотектонического цикла представлена красноцветной вулканогенно-терригенной, трахибазальтовой и андезито-базальтовой формациями нижнего — среднего девона.

Красноцветная вулканогенно-терригенная формация с крупным переывом и горизонтом базальных конгломератов в основании залегает на отложениях докембрия и нижнего палеозоя. Она представлена красноцветной вулканогенно-терригенной толщей, в составе которой широко распространены конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. В значительном количестве, особенно в верхах разреза, присутствуют андезито-базальтовые, трахибазальтовые порфириты и их туфы. Состав обломочных пород полимиктовый, для верхних горизонтов — вулканомиктовый. Породы ритмично-слоистые с хорошей сортировкой обломочного материала. По составу и характеру слоистости (Моссаковский, 1964) они отвечают верхней молассовой формации.

Андезито-базальтовая формация развита в юго-западной части региона в межгорных прогибах наложенных или унаследованного типа (Болтухин, 1970). Она сложена вулканогенными породами преимущественно андезито-базальтового состава и их туфами. Эффузивы имеют покровный характер и представлены андезито-базальтовыми, базальтовыми и андезитовыми порфиритами с интерсертальной (до микродолеритовой) структурой основной массы палеолав. В краевых частях потоков эффузивы лиловые и более стекловаты.

Пирокластолиты развиты довольно широко и представлены лито- и кристалло-литокластическими туфами и туфобрекчиями.

Трахибазальтовая формация развита на восточных склонах Кузнецкого Алатау и наложенных межгорных впадинах. Она объединяет отложения быскарской и саргаинской свит нижнего — среднего девона и в горизонтальном формационном ряду замещает отложения андезито-базальтовой формации. Формация сложена базальтовыми (часто меланократовыми), андезитовыми, андезито-базальтовыми, трахибазальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами и их туфами. Значительно развиты пикритовые и пикрит-базальтовые порфириты, характерно присутствие нефелинсодержащих пород: берешитов, тефритов, фонолитов. Они более поздние по отношению к основной массе вулканитов и образуют пластовые субвулканические и дайковые тела. Встречаются потоки лав небольшой мощности с хорошо выраженными краевыми частями. Роль пирокластолитов невелика. Они представлены туфами и туфобрекчиями основного и средне-основного состава. Осадочные породы образуют редкие прослой красноцветных, преимущественно вулканомиктовых песчаников и алевролитов.

Платформенные формации представлены континентальными образованиями мезозоя и кайнозоя. В составе этой группы формаций выделяются пестроцветная формация коры выветривания и переотложенных ее продуктов, угленосная и сероцветная терригенная формации.

ИСТОРИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Анализ формационных рядов (см. фиг. 3) свидетельствует о том, что Кузнецкий Алатау прошел длительный путь геосинклинального развития — от раннего рифея до раннего палеозоя включительно. Первые сведения по истории тектонического развития имеются для раннерифей-

ского времени южной части региона. Здесь распространена флишеидная известково-туффовая формация, по составу и характеру слоистости отвечающая флишевым формациям предорогенной стадии развития геосинклинали (Хаин, 1973). Добайкальский геосинклинальный цикл завершается формированием маломощной известняковой формации, фиксирующей, видимо, период временной стабилизации тектонического режима.

Стабилизация тектонического режима в конце добайкальского цикла в нижнем — среднем рифее сменяется новым погружением, с которым связано формирование диабазовой формации. Происходит регенерация геосинклинальных условий, по времени, вероятно, совпадающая с началом байкальского геосинклинального цикла. Образование карбонатной формации, сменяющей отложения диабазовой формации в вертикальном формационном ряду, очевидно, связано с изменением знака тектонических движений и последующей стабилизацией тектонического режима. Эта частная инверсия по времени соответствует заключительной стадии байкальского тектонического цикла в соседних регионах. В Кузнецком Алатау он оказался незавершенным.

Начало каледонского цикла знаменуется новым погружением, которое фиксируется уже в конце венда, но наибольшей интенсивности достигает в раннем кембрии. С ним связано формирование андезито-базальтовой, карбонатно-кремнисто-вулканогенной и туфогенно-кремнисто-карбонатной формаций. В конце раннего кембрия резко сокращаются области нисходящих движений, широкое площадное распространение получает область карбонатонакопления. Этот этап отвечает предорогенной стадии каледонского геосинклинального цикла и фиксируется образованием рифогенной известняковой формации.

Этап общей инверсии и формирования складчатого сооружения в Кузнецком Алатау охватывает значительный временной интервал — от среднего кембрия до раннего девона. С ним связано образование сероцветной терригенной, туфогенно-терригенной, порфировой и порфиритовой формаций, к началу его приурочено внедрение синорогенных батолитовых интрузий гранитоидной формации. В связи с интенсивными тектоническими движениями орогенной стадии происходит заложение множества разломов как в эвгеосинклинальных зонах, так и в пределах жестких структур (дробление срединных массивов), с которыми связаны вулканогенные формации орогенной стадии. По площади четко прослеживаются изменения в составе лав этих формаций, заключающиеся в повышении щелочности от подвижных эвгеосинклинальных зон к структурам типа срединных массивов.

Заключительная стадия геосинклинального развития в Кузнецком Алатау характеризуется формированием красноцветной верхнемолассовой (вулканогенно-терригенной) формации и интенсивным проявлением базальтового вулканизма.

В позднем палеозое и мезозое регион был областью денудации — складчатой горной страной, подставляющей терригенный материал в соседние прогибы и впадины.

Таким образом, Кузнецкий Алатау рассматривается как область сквозного (Хаин, 1973) геосинклинального развития. В ее пределах проявились два незавершенных (добайкальский и байкальский) тектонических цикла и основной — каледонский, с которым связано превращение района в молодую горную страну.

Анализ горизонтального ряда формаций свидетельствует о неоднородности строения Кузнецко-Алатауской геосинклинали. Начиная с ранних неотектонических циклов здесь существовали эвгеосинклинальные области, связанные с зонами глубинных разломов древнего заложения, и жесткие блоки (структуры типа срединных массивов). В пределах последних начиная с раннегеосинклинальных этапов формировались кар-

бонатные формации, однако и здесь время стадии начальных погружений фиксируется более глубоководным обликом осадков. Эвгеосинклинали характеризуются наибольшими скоростью и амплитудой погружений и возникли в зонах глубинных разломов древнего заложения, по-видимому, на коре океанического типа. Погружение сопровождалось образованием диабазовой и андезито-базальтовой формаций, которые, судя по характеру палеолава и структурам пород, формировались в подводных условиях за счет извержений трещинного типа.

Несколько иной характер имеет эвгеосинклинали зона северо-восточного направления, выполненная отложениями карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации (см. фиг. 2). Подстилающие отложения здесь представлены карбонатной формацией, в составе которой широко распространены строматолитовые доломиты, характерные для разрезов жестких структур типа срединных массивов. В раннем кембрии в связи с заложением глубинного разлома северо-восточного направления началось формирование карбонатно-кремнисто-вулканогенной формации, связанное, судя по характеру вулканитов, с цепочкой вулканов центрального типа.

АНАЛИЗ РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В Кузнецком Алатау установлено семь уровней рудоносности. Наиболее молодой из них связан с отложениями платформенной формации коры выветривания и переотложенных ее продуктов. Оруденение представлено вторичными рудами (бурые железняки, пирролюзит-псиломелановые руды, карстовые фосфориты) и локализуется в зонах наложения мезозойско-кайнозойских кор выветривания на рудоносные геосинклинали формации.

Шесть рудоносных уровней установлено в геосинклинали толщах докембрия и нижнего палеозоя. Три из них несут комплексное фосфорит-марганцево-сульфидное и фосфорит-сульфидно-марганцевое оруденение и приурочены к отложениям диабазовой формации нижнего — среднего рифея, кремнисто-карбонатной формации среднего рифея, андезито-базальтовой, карбонатно-кремнисто-вулканогенной и туфогенно-кремнисто-карбонатной формаций алданского яруса нижнего кембрия. Один уровень — фосфоритоносный — связан с кремнисто-доломитовыми разрезами венда (кремнисто-доломитовая подформация карбонатной формации), и два — железоносных, фиксируются в вулканогенных отложениях нижнего — среднего рифея (диабазовая формация) и нижнего — среднего кембрия (порфириновая формация).

Устанавливается тесная связь рудогенеза с вулканической деятельностью, выражающаяся в приуроченности рудоносных горизонтов к вулканогенно-осадочным комплексам, присутствию пирокластического материала и прослоев туфов во вмещающих породах и рудах, формировании кремнистых пород, зачастую комплексном характере оруденения, локализации рудных горизонтов в зоне обрамления эвгеосинклинали прогибов и троговой части эвгеосинклинали.

В пределах древних рудоносных уровней намечается закономерное смещение зон максимального рудоаккумуляции в ряду колчеданные — железные — марганцевые руды — фосфориты от центральной части эвгеосинклинали в область обрамления эвгеосинклинали прогибов. Масштабы рудогенеза неравнозначны и во времени. Особенно четко это проявляется при анализе рудоносных уровней с комплексным характером оруденения. Максимум сульфидоаккумуляции фиксируется в основании диабазовой формации нижнего — среднего рифея. Здесь на фоне интенсивного сульфидообразования процессы марганце- и фосфатонакопления были подавлены. Во время формирования кремнисто-карбонатной формации среднего рифея эти три процесса проявились в равной

мере и дали множество мелких комплексных проявлений, не содержащих промышленных скоплений руд. Основной марганцеворудной эпохой для Кузнецкого Алатау считается ранний кембрий, с отложениями которого связаны Усинское месторождение и ряд проявлений марганцевых руд. К ним приурочены также значительные скопления фосфоритов (Тамалыкское месторождение) и колчеданных руд, однако процессы сульфидо- и фосфатонакопления по сравнению с марганцевым рудогенезом проявились гораздо слабее.

Максимальное фосфатонакопление в центральной части Кузнецкого Алатау фиксируется в отложениях кремнисто-доломитовой подформации венда, формирование которой связано с возобновлением тектонической активности в начале каледонского геотектонического цикла. Эта подформация приурочена к зоне перехода от рифового мелководья жестких структур к глубоководным частям эвгеосинклинальных прогибов. В непосредственной близости к области рифового мелководья в зависимости от крутизны рифового склона формируются либо брекчиевые, либо мелкообломочные и пелитоморфные фосфориты (Миртов и др., 1964).

Железоносные уровни связаны с отложениями диабазовой и порфировой формаций, причем проявления и месторождения железных руд локализуются в непосредственной близости к зонам глубинных разломов.

Наиболее древний железоносный уровень приурочен к верхам разреза диабазовой формации. Формирование его, очевидно, связано с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей заключительный этап основного вулканизма в эвгеосинклинальной зоне. Судя по масштабам оруденения в пределах проявлений и месторождений этого возраста, процесс рудообразования в нижнем — среднем рифее проявился довольно слабо.

Формирование порфировой формации, видимо, также сопровождалось высачиванием гидротерм, обогащенных железом, вдоль зон глубинных разломов и по трещинам, обусловленным возникновением вулканических очагов. Там, где порфировая формация пространственно совмещена с отложениями диабазовой формации, этот процесс привел также к мобилизации, концентрации и последующему переотложению рудного вещества из железоносных осадков последней. Соответственно масштабы оруденения здесь более значительны.

Анализ изложенных данных приводит к следующим выводам.

1. Формирование рудоносных формаций связано с начальными стадиями геосинклинального развития и отвечает проявлению байкальского и каледонского геотектонических циклов.

2. В разрезах раннегеосинклинальных отложений оруденение фиксируется дважды и приурочено к началу и концу циклов вулканической активности. При этом максимум рудонакопления чаще всего связан с поствулканической гидротермальной деятельностью. Так, с эпохой вулканизма, проявившегося в раннегеосинклинальную стадию байкальского геотектонического цикла, связаны ниже-среднерифейский (основание диабазовой формации) и среднерифейские (верхи разреза диабазовой и кремнисто-карбонатной формаций) рудоносные уровни. Андезито-базальтовый вулканизм каледонского тектонического цикла сопровождался венд-нижнекембрийскими рудоносными уровнями. Один из них связан с верхами венда и основанием разреза нижнего кембрия, второй локализуется в верхах усть-кундатской свиты нижнего кембрия.

3. Образование рудных концентраций внутри осадочно-вулканогенных формаций возможно лишь при условии длительных периодов «покоя», т. е. значительного ослабления вулканической активности (появление кремнисто-карбонатных пачек внутри вулканогенных и вулканокластических отложений).

4. Намечается закономерное смещение зон максимального рудонакопления в ряду колчеданные — железные — марганцевые руды — фос-

фориты от троговой части эвгеосинклиналей в область обрамления эвгеосинклинальных прогибов, причем фосфориты формируются непосредственно на склонах жестких структур.

5. Наиболее интенсивное сульфидообразование фиксируется в отложениях раннегеосинклинальной стадии байкальского геотектонического цикла. Напротив, намечается эволюция марганцевого накопления от древних рудоносных уровней к нижнекембрийскому, заключающаяся в значительном возрастании его интенсивности.

Анализ рудоносности древних толщ Кузнецкого Алатау позволяет к перспективным на обнаружение промышленных скоплений первичных марганцевых руд отнести отложения туфогенно-кремнисто-карбонатной и карбонатно-кремнисто-вулканогенной формаций. Промышленно-фосфоритоносной рассматривается кремнисто-доломитовая подформация карбонатной формации, а основные перспективы обнаружения крупных скоплений железных руд связываются с порфировой формацией нижнего — среднего кембрия.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Болтухин В. П.* К вопросу о девонском вулканизме орогенного этапа Алтае-Саянской области. Мат-лы научно-методич. конференции, Новокузнецк, 1970.
- Быч А. Ф., Миртов Ю. В., Тарасова С. М.* О стратиформных колчеданных рудах докембрия в Кузнецком Алатау. Мат-лы конференции молодых ученых, вып. 2. Томск. Изд. Томского гос. ун-та, 1974.
- Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П.* Опыт систематики железорудных месторождений на формационной основе (на примерах Терсинского рудного района).— В сб.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железорудения Алтае-Саянской складчатой области, ч. 1. Новосибирск, 1974.
- Миртов Ю. В., Цыкин Р. А., Валюженич З. Л., Александров К. И.* Марганценозные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего протерозоя (Синия) Западной Сибири.— В сб.: Осадочные формации Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Миртов Ю. В., Тарасова С. М., Быч А. Ф.* О фосфоритах в рудном горизонте Усинского месторождения марганца.— В сб.: Проблемы агрономического сырья Сибири.— Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 108.
- Миртов Ю. В., Тарасова С. М., Афонин А. И.* Фосфоритоносные формации рифея нижнего кембрия западной части Алтае-Саянской области.— В кн.: Фосфоритоносные формации юга Западной Сибири. Красноярск, 1972.
- Моссаковский А. А.* Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В сб.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Соколова Е. А.* Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2.
- Тарасова С. М., Миртов Ю. В., Быч А. Ф.* Типы разрезов отложений алданского яруса нижнего кембрия Кузнецкого Алатау в связи с их рудоносностью.— В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд. Томского гос. ун-та, 1973.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Ходак Ю. А., Рахманов В. П., Ерошцев-Шак В. А.* Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1966.
- Шатский Н. С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., «Наука», 1955.

Западно-Сибирское геологическое управление,
Новокузнецк

Дата поступления
15.III.1977

УДК 552.14(571.6)

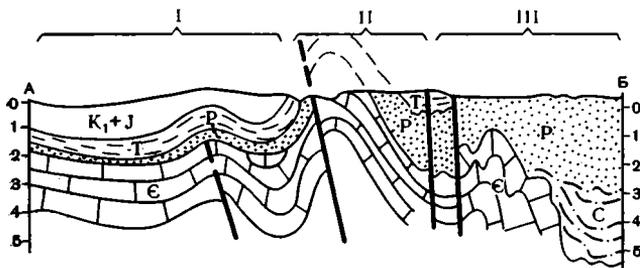
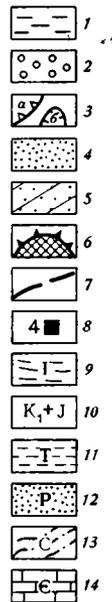
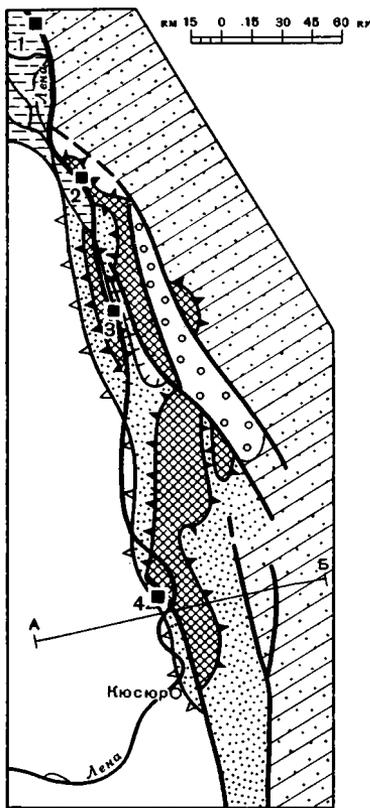
ЭПИГЕНЕЗ ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ ХАРАУЛАХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ПРИВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

О. В. ЯПАСКУРТ

Приводится сравнительная оценка постседиментационных изменений песчаных пород верхнего палеозоя, которые близки между собой по составу, условиям накопления и диагенеза исходных осадков, но принадлежат разным, близко расположенным друг к другу структурным зонам, с различными режимами тектонического развития. Ставится вопрос о роли главных из многочисленных факторов воздействия внешней среды на характер конечных преобразований пород. В частности, указывается на вероятное влияние стресса как катализатора повышенной интенсивности эпигенеза.

Терригенные отложения верхнего палеозоя на восточной периферии Сибирской платформы и в соседних с нею складчатых структурах мезозойд Верхоянья, как известно, претерпели многообразные постседиментационные изменения (Коссовская, Шутов, 1955; Коссовская, 1962). Нередко их изменения весьма значительны. Например, местами на юге Верхоянской складчатой области были выявлены постепенные превращения этих отложений в метаморфизованные породы с парагенезами новообразованных минералов зеленосланцевой фации (Андриянов, 1973а, б; Симанович, 1975). Глубокие эпигенетические (катагенетические) преобразования осадочных структур и перекристаллизация аутигенных минералов могут в определенных случаях приводить к перераспределению рудного или органического вещества, присущего некоторым разностям пород. Поэтому дальнейшее накопление фактического материала о закономерностях, которые управляют интенсивностью вторичных перерождений рассматриваемых толщ, чрезвычайно важно, даже для тех мест, где не известно оруденения.

В этой связи может представлять интерес сравнительная оценка изменений пород, которые близки между собой по составу и обстановкам накопления исходных осадков, но принадлежат разным, близко расположенным друг к другу структурным зонам, с различными режимами тектонического развития. Именно таким условиям соответствует описываемый ниже участок близ северо-восточной окраины Сибирской платформы, изученный автором в процессе полевых исследований 1973 и 1976 гг. (фиг. 1). Его территория включает низовья р. Лены между окрестностями с. Кюсюр на юге и началом Быковской протоки на севере, а также примыкающие к ним с востока гряды Хараулахских гор. Она охватывает часть внутреннего крыла Приверхоянского краевого прогиба и смежную с ним окраину Верхоянской антиклинальной зоны мезозойд. Последняя представлена фрагментом одной из своих крупнейших структур — юго-западным крылом антиклинория, который именуется Хараулахским (Атласов, 1961; Тектоника Якутии, 1975) или Быковским (Геология СССР..., 1971).



Фиг. 1. Схема геологического строения участка сочленения Хараулахского антиклинория и Приверхоянского прогиба. Составлена по карте масштаба 1 : 1 500 000 приложения к сборнику «Геология СССР», т. XVIII (1971), под ред. Ф. Г. Маркова, с упрощением

1 — четвертичная система; 2 — палеогеновая система; 3 — мезозойская система в пределах центральной части Приверхоянского прогиба (а) и Туорасисского поднятия (б); 4 — пермская система в пределах Туорасисского поднятия; 5 — пермская и каменноугольная системы Хараулахского антиклинория и смежных с ним структур Верхоянской складчатой области; 6 — кембрийская система и верхний протерозой; 7 — разломы; 8 — места и номера опорных разрезов; 9 — главные структуры: I — осевая часть Приверхоянского прогиба, II — Туорасисское поднятие, III — Хараулахский антиклинорий; 10 — терригенные, частью угленосные отложения юры и нижнего мела; 11 — аргиллиты и песчаники триаса; 12 — терригенные отложения перми; 13 — терригенные отложения карбона; 14 — карбонатные отложения кембрия (9—14 — на геологическом профиле)

Строение крыла антиклинория в поперечном сечении доступно наблюдениям в обрывах правого берега р. Лены, возле ее устья. Здесь хорошо обнажена толща преимущественно терригенных пород верхнего палеозоя. Она непрерывно наращивает свой разрез, начиная от долины ручья Кысам (см. фиг. 1, разрез № 1) вверх по течению Лены на протяжении 10 км, залегая всюду моноклинально, с наклонами слоев к юго-юго-западу от 15 до 30°. Далее к югу разрез этой толщи начинает неоднократно повторяться своими отдельными фрагментами из-за многочисленных разрывов, мелких складок и флексур. Вблизи острова Тиит-Ары ее слои приобретают господствующий северо-восточный наклон, и из-под них обнажаются карбонатные отложения кембрия (см. фиг. 1, разрез № 2).

Выходы кембрия, которые распространены южнее широты острова Тиит-Ары, совместно с перекрывающими их отложениями перми на левом и правом берегах р. Лены, и на хр. Туора-Сис, принадлежат вы-

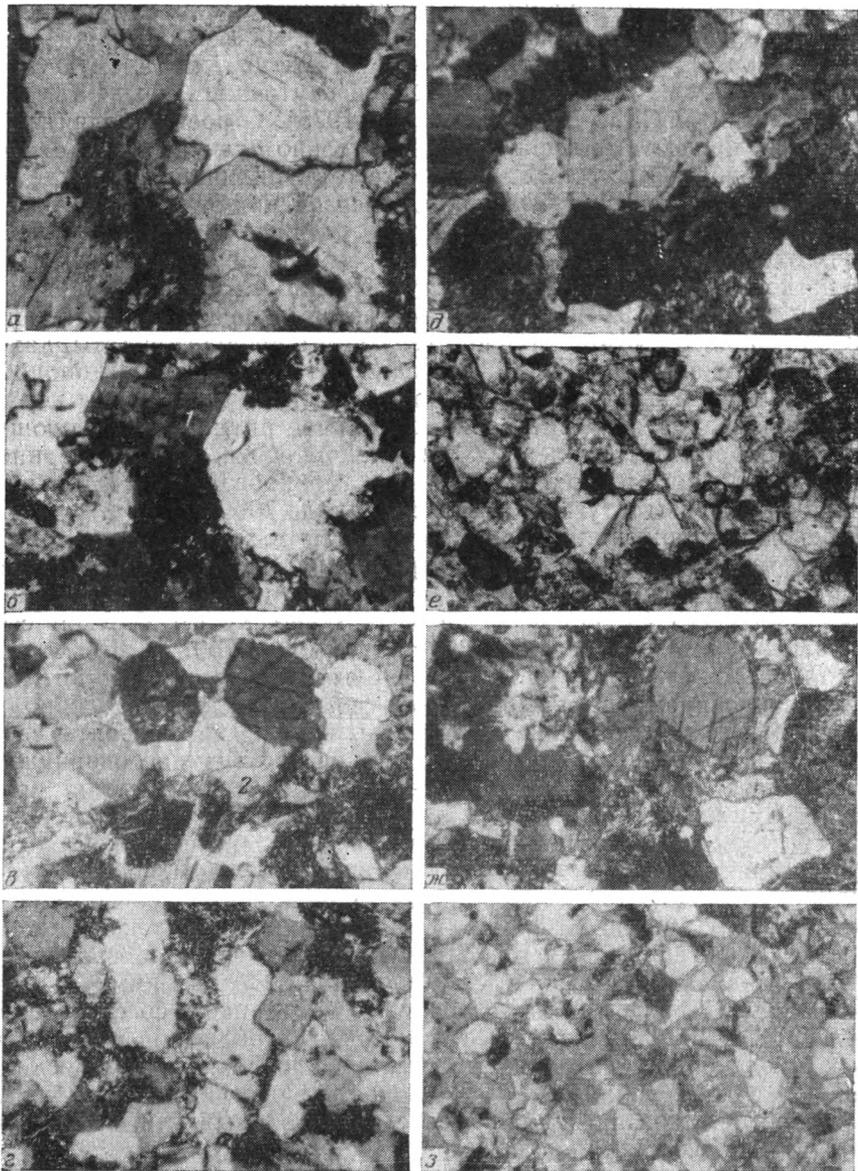
ступу палеозойского основания Приверхожанского краевого прогиба в современном эрозионном срезе (Пушаровский, 1960; Виноградов, 1965). Они образуют крупную положительную структуру, именуемую Хараулахским либо Туорасисским поднятием на внутреннем крыле этого прогиба (Геология СССР..., 1971; Каширцев, 1975). Строение поднятия, как показано на профиле (см. фиг. 1), значительно отличается от строения ярядом находящегося крыла Хараулахского антиклинория, прежде всего в мощностях и полноте разреза верхнепалеозойских отложений.

В зоне Хараулахского антиклинория развиты отложения карбона и обоих отделов перми суммарной мощностью свыше 3,5 км. Их стратиграфическое расчленение приводится согласно А. С. Каширцеву (Каширцев и др., 1966; 1975). Разрез начинается на руч. Кысам пачкой известково-глинистых фтанитов, спонголитов и алевролитов (атырдахская свита среднего визе, 250 м). Выше залегают черные филлитоподобные аргиллиты и алевролиты (нижняя подсвита тиксинской свиты верхнего визе — намюра, 720 м). Они сменяются толщей ритмично чередующихся темно-серых аргиллитов, алевролитов и подчиненных им мелкозернистых песчаников среднего и верхнего отделов каменноугольной системы (верхи тиксинской свиты и тугасирская свита, около 700 м).

Переход к отложениям пермской системы в этом разрезе совершается постепенно. Нижняя граница перми определяется только по фауне брахиопод и фораминифер, проводится разными исследователями на разных уровнях, но в целом она отвечает верхам тугасирской свиты. Весь разрез перми имеет здесь мощность около 1750 м. Его строение мало отличается от средне-верхнекаменноугольной толщи. Это ритмичное переслаивание преимущественно темно-серых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Появляются отдельные горизонты светло-серых и бурых среднезернистых песчаников. Ритмы многопорядковые; пять наиболее крупных из них, с мощностями свыше сотни метров, обособлены в свиты: кубулахская и туорасисская — нижнего отдела, сахаинская, соубольская и чинкская — верхнего отдела пермской системы.

Рассмотренные отложения в большинстве представляют первоначальные осадки морской литорали или мелководного шельфа. Об этом свидетельствует анализ их фауны (Каширцев, 1975) и текстурных особенностей. В частности, для господствующих в разрезе алевролитов характерны линзовидно-полосчатые текстуры, обусловленные наличием многочисленных линзочек тонкозернистых песчаников, со следами подводных размывов, взмучивания, с включениями обломков местных глинистых пород, иногда со следами ползания илоедов. Геохимические исследования В. А. Каширцева (1975) показали, что диагенетические преобразования осадков протекали в восстановительных или, реже, слабовосстановительных обстановках.

Иной тип разреза верхнего палеозоя наблюдается в зоне Туорасисского поднятия. Здесь отсутствуют отложения каменноугольной системы и самой нижней (кубулахской) свиты пермской системы. На карбонатных породах кембрия с глубоким размывом залегают туорасисская свита алевролитов, песчаников и аргиллитов. Строение и литологические особенности этой и всех остальных свит перми сохраняются такими же, как и на крыле антиклинория. Однако их мощности существенно меняются, уменьшаясь в юго-западном направлении. В пределах восточной окраины поднятия, по правобережью р. Лены и на хр. Туора-Сис (см. фиг. 1, разрезы № 2, 3), они еще близки мощностям одноименных свит из предыдущего разреза, достигая в целом 1600 м, а на левом берегу Лены, на мысе Чекуровском (см. фиг. 1, разрез № 4), не превышают в сумме 500 м, т. е. сокращаются более чем в 3 раза на протяжении единичных километров поперек простираения поднятия. Такое быстрое убывание мощности пермского разреза происходит при сохранении его стра-



Фиг. 2. Песчаники пермской системы

а—в — соубольской свиты Хараулахского антиклинория, $\times 130$, николи скрещены: *а* — с инкорпорационными структурами, наростах регенерационного кварца и местами (внизу) с зачатками рекристаллизационно-грануляционного бластеза в виде мозаичного погасания на периферии обломков кварца; *б* — с миграцией границы бластического замещения кварца через контакт обломков (1); *в* — с кальцитовым цементом в порах (2), предохраняющим обломки от глубоких преобразований; *г* — туорасисской свиты восточной окраины Туорасисского поднятия, с господствующими конформными структурами, $\times 40$, николи скрещены; *д—з* — западной окраины Туорасисского поднятия на мысе Чекуровском: *д* — со структурами, аналогичными структурам песчаников Хараулахского антиклинория, $\times 130$, николи скрещены; *е* — с господствующими конформными структурами, пленочным гидрослюдистым и местами кварцевым цементом, $\times 40$, без анализатора; *ж* — с пленочным хлоритовым и поровым кальцитовым цементом вокруг некоторых хорошо сохранившихся обломков (справа) и инкорпорационными взаимоотношениями между соприкасающимися обломками (слева), $\times 130$, николи скрещены; *з* — с сохранившими исходную форму обломками, которые разобщены гидрослюдисто-хлоритовым цементом, $\times 40$, без анализатора

тиграфических подразделений, а также состава, структур и текстур главнейших типов пород.

Постседиментационные преобразования отложений верхнего палеозоя в рассмотренных структурных зонах сопоставляются по результатам петрографического исследования песчаников. Эти породы чутко реагируют на воздействие факторов эпигенеза. Их вторичные изменения доступны расшифровке обычными методами оптических наблюдений.

Состав обломочного материала верхнепалеозойских песчаников всюду практически одинаков. Он соответствует литокластовым грауваккам с несколько повышенным содержанием терригенного кварца и плагиоклазов (фиг. 2). Поэтому основное внимание было сосредоточено на изучении их эпигенетических структур и аутигенных минералов.

Проведенные исследования показали, что характер новообразований во многом обусловлен размерностью и сгруженностью обломков. Эпигенетические структуры наиболее представительны у песчаников с самыми крупными диаметрами кластических частиц — порядка 0,20—0,30 мм. Кроме того, на конечный облик пород сильно влияет степень их насыщенности терригенным материалом. Так, песчаники с плотно упакованными зернами бывают преобразованы в значительно большей мере, чем иные чередующиеся с ними же разности, у которых обломки изначально разобщены карбонатным, глинистым или органическим веществом.

В итоге во многих обнажениях наблюдается переслаивание различно измененных пород на одинаковых стратиграфических уровнях, что вообще свойственно осадочным толщам, претерпевшим эпигенез (Копелиович, 1965). Поэтому для сравнительной оценки вторичных преобразований сопоставляются песчаники с однотипными исходными структурами и составами цементирующего вещества. Полученные таким образом данные увязываются со степенью измененности углестого вещества, являющегося одним из наиболее чутких индикаторов эпигенеза. Измененность пород различна для разных структурных зон.

В зоне *Хараулахского антиклинория* преобладают, как и в остальных зонах, песчаники мелкозернистые. Среднезернистые песчаники встречаются только в верхней половине разреза, среди отложений пермской системы; их суммарная мощность в общем разрезе незначительна. Тем не менее среднезернистые и близкие к среднезернистым песчаники являлись одним из главных объектов наблюдения, потому что их эпигенетические структуры выражены с максимальной отчетливостью. Среди них выделяются в соответствии с разным содержанием и разными типами цементации обломков следующие главные разновидности: 1 — насыщенные обломками, с цементацией вдавливания; 2 — с перекристаллизованным глинистым веществом в исходном пленочном цементе и 3 — с обломками, разобщенными карбонатным цементом базального или порогового типа (известковистые). Все они связаны между собой промежуточными переходными разностями.

У первой из названных разновидностей среднезернистых песчаников постседиментационные изменения особенно сложны и многообразны (см. фиг. 2, а, б). Там, где обломки плотно упакованы, без какого-либо изначального цемента, господствуют структуры гравитационной коррозии: инкорпорационные, реже сутурные или конформные. Эти структуры осложнены еще более поздними преобразованиями: на периферии многих обломков, вдоль их контактов, имеет место бластическое взаимное прорастание. Отдельные участки краев зерен, затронутые бластезом, начинают приобретать неравномерно гранулитовое строение с характерным мозаичным погасанием, которое наблюдается при скрещенных николях (см. фиг. 2, а). Такая мелкая мозаика по периферии зерен представляет начало рекристаллизационно-грануляционного бластеза, возникающего в условиях больших напряжений. Иногда на границах двух мономинеральных кварцевых зерен удается заметить миграцию границ

новообразованного кварца через конформный контакт зерен, как это видно на фиг. 2, б, т. е. рекристаллизационное бластическое замещение обломочного кварца метаморфогенным. Подобные явления были описаны в породах, преобразованных на стадии метагенеза, И. М. Симановичем (1972, 1975).

Господство описанных выше структур сочетается в некоторых прослоях песчаников с участками сплошного развития кварцевого регенерационного цемента, который соединяет воедино группы зерен, поглощая тончайшие каемки более раннего пленочного цемента. В последнем обычно развит микрочешуйчатый мусковит, иногда хлорит. Вокруг полевошпатовых зерен встречаются, кроме того, прерывистые оторочки регенерационного альбита.

В песчаниках второй разновидности, которые были более или менее насыщены глинистым веществом, в пленочном цементе возникают довольно отчетливые мусковитовые оторочки вокруг обломков. При этом на стыках некоторых кварцевых обломочных зерен получается шиповидная или венцовая структура взаимного прорастания кварца и мусковита, наподобие структуры, описанной А. Г. Коссовской (1962) в измененных на стадии метагенеза песчаниках палеозоя Юго-Западного Верхоянья.

У третьей разновидности — известковистых песчаников, в отличие от двух предыдущих, седиментогенная структура остается почти законсервированной карбонатным, преимущественно кальцитовым цементом. Карбонатное вещество, составляющее до 20—35% объема такой породы, препятствует возникновению вокруг рассредоточенных обломков регенерационных наростов каких-либо аутигенных минералов и препятствует возникновению структур растворения обломков под давлением (см. фиг. 2, в). Оно лишь корродирует обломочные зерна, слегка искажая прежнюю форму их поверхностей. Вторичные изменения проявлены здесь главным образом в хорошей раскристаллизованности карбонатных минералов цемента, а также в гидрослюдизации терригенных плагиоклазов и частичной аморфизации и хлоритизации терригенного биотита.

С уменьшением содержания карбонатов в цементе степень измененности обломочного материала резко возрастает. Это удается наблюдать при переходе от описанных выше песчаников к таким разновидностям, у которых кальцит заполняет не все промежутки между обломками. В местах непосредственных контактов обломочных частиц сразу же появляются либо инкорпорационные внедрения, либо наросты аутигенного кварца, реже — альбита.

У мелкозернистых песчаников преобразования проявлены менее отчетливо. Например, регенерация кварцевых и плагиоклазовых зерен охватывает лишь часть обломков. Здесь не известны структуры бластические и редки структуры гравитационной коррозии. Это отчасти объясняется тем, что мелкозернистые песчаники, как правило, более насыщены исходным глинистым или карбонатным веществом, нежели среднезернистые. Их изменения сводятся главным образом к перекристаллизации цемента, в том числе к возникновению агрегата микрочешуйчатого мусковита за счет гидрослюды.

Все эти преобразования обуславливают большую крепость и ничтожную пористость пород верхнего палеозоя в зоне Хараулахского антиклинария. Они соответствуют метаморфизму органического вещества на стадии коксовых — отощенно-спекающихся углей (К — ОС) с величиной отражательной способности по витриниту $R^a = 10,2$ (Каширцев, 1975). Оценка метаморфизма органического вещества дана для соубольской свиты верхней перми. Можно предположить, что низы рассматриваемого разреза — отложения каменноугольной системы — претерпели не менее глубокие преобразования, чем отложения перми. Например, аргил-

литы тиксинской свиты превращены в филлитоподобные сланцы с полной перекристаллизацией глинистых минералов в микрочешуйчатые слюды. Такие сланцы раскалываются вдоль плоскостей кливажа на крупные плитки до десятков сантиметров в поперечнике и обладают вязкостью, почти соответствующей свойствам кровельных сланцев: в них с помощью металлического острого можно пробивать отверстия, не нарушая целостности плиток.

Сопоставить измененность песчаников каменноугольной и пермской систем трудно из-за отсутствия в первой из них среднезернистых разностей. Мелкозернистые же песчаники из низов разреза не обнаруживают существенных отличий от аналогичных им песчаников пермских отложений. Т. е. ощутимых изменений степени постседиментационных преобразований пород сверху вниз по разрезу на крыле Хараулахского антиклинория наблюдать под микроскопом не удалось.

По всему разрезу, даже в самых верхних свитах, преобразования пород глубоки и в целом могут быть отнесены к начальному этапу метатенеза.

В зоне восточной окраины Туорасисского поднятия основания Приверхоанского прогиба (см. фиг. 1, разрезы № 2, 3) степень измененности органического вещества в пермских отложениях, по оценке В. А. Каширцева, несколько ниже, чем в зоне антиклинория. Она соответствует стадии жирных углей (Ж). Внешний облик большинства песчаников, их высокая крепость и ничтожная пористость остаются здесь такими же, как и в предыдущей зоне. Но при микроскопических наблюдениях удается выявить некоторые различия в измененности этих пород.

Песчаники пермских отложений на хребте Туора-Сис, так же как и перекрывающих их отложений триаса, обнаруживают в основном преобразования, более свойственные глубинному эпигенезу (в определении этого термина А. Г. Коссовской, 1962), нежели метатенезу. Их среднезернистым разностям, которые насыщены обломками, в большинстве свойственно господство конформных (выпукло-вогнутых) контактов между соприкасающимися обломками (см. фиг. 2, г). Причем в промежутках между вдавленными друг в друга зернами, как правило, сохраняются каемочки вещества из исходного пленочного глинистого цемента, покрывавшего поверхности обломков до образования конформных взаимоотношений между ними. Эти каемки образованы мельчайшими частичками гидрослюды и хлорита, ориентированными под углом к поверхностям обломков, как бы вращая в них. Кроме того, на отдельных участках удается обнаружить наличие регенерационного аутигенного кварца, который образует мелкие зубчатые отростки от обломочных кварцевых же зерен. В редких случаях, на контакте кварцевого и плагиоклазового зерен, там, где отсутствовали глинистые каемки, заметны начальные признаки замещения краевой части обломка плагиоклаза аутигенным кварцем. Вторичные изменения выражены также в частичной аморфизации и хлоритизации обломочного биотита. Концы чешуек биотита веерообразно расщепляются по краям; микрочешуйчатый коричнево-бурый агрегат гидроокислов железа, возможно, с примесью тонкоиглочатого рутила выделяется по трещинкам спайности и в каемках вокруг таких чешуек. Сами чешуйки местами хлоритизированы.

Разновидность песчаников, насыщенных карбонатным веществом в цементе, здесь ничем не отличается от аналогичных пород из зоны антиклинория, а поэтому не описывается.

В низах разреза имеются также песчаники, содержащие в цементе большое количество органического вещества (битумов). Они, подобно вышеупомянутым известковистым песчаникам, наиболее инертны во вторичных перерождениях и сохраняют практически неизменную седиментогенную структуру. Впервые такое свойство битуминозных песчаников было отмечено В. А. Каширцевым (1975).

Кроме того, известна еще одна разновидность песчаных пород из базального горизонта пермских отложений (мощность которых от десятков сантиметров до 2 м), наименее литифицированных, представляющих собой местами рыхлые или слабо сцементированные пески. Причина такой аномалии не вполне ясна. Можно предполагать, что она является следствием вторичной децементации, произошедшей в зоне контакта с карбонатными отложениями кембрия, благоприятной для циркуляции вод при смене геологических условий, например при подъеме песчаников после их глубокого погружения. Подобные явления внутрислоевого растворения известны по литературным источникам (Петтидзон и др., 1976).

В целом на восточной окраине Туорасисского поднятия контрастность в степени литификации различных типов песчаников проявлена несколько резче, чем в соседней зоне антиклинория. В отдельных образцах встречаются разности, измененные так же, как и в предыдущем разрезе. Но в основной массе пород вторичные преобразования соответствуют стадиям глубинного эпигенеза.

В зоне западной окраины Туорасисского поднятия, на мысе Чекуровском (см. фиг. 1, разрез № 4), где мощности пермских отложений резко сокращаются, степень преобразованности органического вещества снижается до границ между стадиями газовых и жирных углей $R^a=8,0$. Здесь имеет место чередование рядом находящихся прослоев песчаных пород с очень разными уровнями преобразований.

Так, например, на южной оконечности Чекуровского мыса, вблизи основания пермских отложений, развиты слабо сцементированные песчаники, а в 10 м выше подошвы имеются прослои очень крепких среднезернистых песчаников. По характеру измененности эти породы, залегающие буквально рядом друг с другом, оказались различными. При этом крепкий песчаник, который насыщен плотной прижатыми друг к другу обломками, ничем не отличается своей структурой от песчаников первой разновидности в верхнепермской соубольской свите Хараулахского антиклинория (см. фиг. 2, д). У него развиты инкорпорационные структуры, наросты регенерационного кварца. Нередко на контактах мономинеральных обломков имеются взаимные бластические прорастания в виде мозаично угасающих пятнистых агрегатов; иногда наблюдаются признаки миграции вторичного кварца из одного обломка в соседний и другие преобразования, свойственные переходу от глубинного эпигенеза к метагенезу. В 250 м выше подошвы разреза обнажена мощная (более 20 м) пачка светло-серых среднезернистых песчаников, которые по размерам и сгруппированности терригенных частиц близки к вышеописанному песчанику, но изменены заметно слабее него и имеют меньшую крепость. В них развит прерывистый пленочный гидрослюдистый цемент, а на стыках обломков доминируют конформные сочленения, так же как и у большинства среднезернистых песчаников на востоке Туорасисского поднятия (см. фиг. 2, е, ж). Эти новообразования свойственны глубинному эпигенезу. Еще выше по разрезу в некоторых песчаниках снова наблюдаются структуры метагенеза. Здесь же обнаружены прослои и линзы песчаников иного типа, у которых исходная форма обломков почти совсем не искажена (см. фиг. 2, з), по-видимому, благодаря разобщенности терригенного материала гидрослюдисто-хлоритовым или кальцитовым поровым цементом.

Таким образом, на западной окраине Туорасисского поднятия можно выбрать отдельные образцы песчаников, у которых вторичные преобразования несколько не отличны от изменений аналогичных им пород и на восточной окраине поднятия, и на крыле антиклинория. В целом же здесь несколько увеличивается контрастность в степени измененности пород сравнительно с предыдущими зонами.

Выводы из приведенного материала сделаны следующие. При переходе от Хараулахского антиклинория к Туорасисскому поднятию, с востока на запад, происходит слабое понижение интенсивности постседиментационных преобразований отложений верхнего палеозоя. Метаморфизм органического вещества в этом направлении резко уменьшается от стадии ОС до Ж и Г. Характер новообразований песчаных пород не находится в прямой коррелятивной зависимости с измененностью включенного в них органического вещества.

Породы, одинаковые по составу обломков и по текстурным особенностям, но различающиеся насыщенностью и размерами обломков, количеством либо составом исходного цементирующего вещества, реагируют на одинаковые термодинамические воздействия внешней среды по-разному. В частности, песчаники, у которых обломочные зерна были на самых ранних стадиях литогенеза цементированы карбонатным веществом или битумом, повсеместно инертны к дальнейшим преобразованиям. Примеры подобной консервативности структур отдельных пород известны и в других регионах. Например, в ордовикских граувакках Уэльса «...кальцитовый цемент предохраняет обломочные зерна, препятствуя образованию матрикса в некоторых слоях, тогда как в бескарбонатных слоях обломки пород были превращены в матрикс» (Петтджон и др., 1976, стр. 354).

Известковитые и битуминозные разности песчаников поэтому не могут быть использованы для оценки конечных преобразований изучаемой толщи. Что же касается остальных песчаников, то одинаково измененные их представители встречались в каждой из рассмотренных структурных зон. Тем не менее, если сравнивать между собой не отдельные слои, а всю их совокупность, видно, что при переходе от зоны максимальной к зоне минимального метаморфизма органического вещества происходит некоторое усиление контрастности постседиментационных преобразований одинаковых пород. Причем различия в измененности пород проявлены вкрест простирания структурных зон отчетливее, чем по разрезу внутри каждой зоны.

Указанные особенности эпигенеза верхнепалеозойских пород являются следствием воздействия на них многих факторов, в числе которых главнейшими являлись величины теплового потока и нагрузки давления. Геотермический градиент, очевидно, возрастал в направлении к складчатой зоне. Влияние гидростатических нагрузок, в целом высокое, должно было сильно меняться на той же площади. Оно обусловлено прежде всего большей мощностью вышележащих толщ мезозоя (не менее 6—7 км) и мощностью самих отложений верхнего палеозоя. Последняя, как мы видели, сокращается в несколько раз в направлении с востока на запад. Связанные с этим изменения термодинамического воздействия на отложения не привели к коренным различиям в характере преобразования многих пород, хотя общий уровень измененности толщи несколько ослабевает с востока на запад.

Такая снивелированность интенсивности вторичных перерождений пород может быть объяснена тем, что изменения в величине гидростатических нагрузок на породы частично компенсировались давлением сжатия. По-видимому, срез факторов, определяющих интенсивность эпигенеза пород, стрессовая нагрузка играла немаловажную роль. Ее воздействия могли привести к тому, что самые верхние толщи верхоянского комплекса оказались изменены почти так же глубоко, как и нижние. Западная периферия Туорасисского поднятия — пограничной структуры со складчатой областью Верхоянья — тоже испытывала влияние стресса, которое несколько ослабевало в западном направлении, но в пределах нашей площади было существенным. Это и могло привести к тому, что в общей массе пород Туорасисского поднятия наиболее податливые разности песчаников были преобразованы так же, как и в зоне на-

чального метагенеза на Хараулахском антиклинории. Стресс, таким образом, мог быть катализатором повышенной интенсивности эпигенеза пород.

Сказанное выше не умаляет роли других факторов эпигенеза. В частности, важное значение имел состав поровых вод и время их воздействия. Для всех рассматриваемых отложений эти факторы практически одинаковы. Но если сравнить преобразования изученной толщи с преобразованиями вышележащих пород мезозоя, выбрав участки с одинаковой степенью углефикации органического вещества, то окажется, что палеозойские отложения литифицированы сильнее мезозойских, находившихся в близких с ними термобарических условиях. Например, по данным Г. Ф. Крашенинникова и автора, песчаные породы нижнего отдела меловой системы на крайнем северо-востоке Приверхоанского прогиба, чередующиеся с углями марки Ж, не обнаруживают бластических структур, присущих многим пермским песчаникам Туорасисского поднятия, где преобразования органического вещества соответствуют также стадии жирных углей.

Приведенные материалы еще раз подтверждают известное положение о том, что постседиментационные преобразования отложений вызваны сложным переплетением многообразных форм воздействия на них внешней среды в сочетании со свойствами самих пород, обусловленными их генетической природой. Важную роль может играть в определенной тектонической обстановке воздействие стрессовых нагрузок. Окончательное решение вопроса о степени влияния стресса на преобразования пород разного генезиса требует дальнейших исследований на более обширной территории, чем рассмотренная.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрянов Н. Г. О взаимоотношениях процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоанском синклинии.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2.
- Андрянов Н. Г. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоанского синклиория.— В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 3. Якутск, 1973.
- Атласов И. П. Тектоника северо-западной части Верхоанской складчатой области.— В кн.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Виноградов В. А. Тектоника Верхоанского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).— Уч. зап. НИИГА. Л., 1965, вып. 5.
- Геология СССР, т. XVIII. Западная часть Якутской АССР, ч. I, кн. 2.— М., «Недра», 1971.
- Каширцев А. С., Каширцев В. А., Сафронов А. Ф., Семенов В. П. Опорный разрез каменноугольных и нижнепермских отложений в приустьевой части р. Лены.— В кн.: Тр. IX научн. конф. Якутского гос. университета, Якутск, 1966.
- Каширцев В. А. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений северной части Лено-Вилюйской провинции.— Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975.
- Копеллович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1965, вып. 121.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники.— М., «Мир», 1976.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии.— Тектоника СССР, т. V. Изд-во АН СССР, 1960.
- Симанович И. М. Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Симанович И. М. Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования).— Автореф. докт. дис. М., 1975.
- Тектоника Якутии.— Новосибирск, «Наука», 1975.

УДК 552 14 (571.661)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ФЛИШОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

О. В. ЧУДАЕВ

Рассмотрены состав и распределение глинистых минералов в флишеидных верхнемезозойских — кайнозойских отложениях Ильпинского полуострова Восточной Камчатки. В изученной вулканогенно-осадочной толще преобладают триоктаэдрические минералы хлоритовой и смектитовой групп, а также смешанослойные минералы хлорит-монтмориллонитового состава. Гидрослюда относится к диоктаэдрической разновидности. Монтмориллонит и смешанослойные образования хлорит-монтмориллонитового состава (в том числе корренситоподобный минерал) распространены в верхней и средней частях разреза. В нижних горизонтах они сменяются хлоритом. Такое распределение глинистых минералов в разрезе вулканогенно-осадочной толщи, по-видимому, связано с эпигенетической переработкой пород. Исключение составляет комплекс глинистых минералов (хлорит и корренситоподобные образования) унальской свиты, формирование которого связано с наложенной гидротермальной деятельностью.

В настоящее время достаточно полно изучена эпигенетическая зональность глинистых минералов мощных терригенных толщ, обусловленная в основном глубиной погружения осадка и его исходным составом (Коссовская, Шутов, 1955, 1971, 1975; Карпова, 1972; Segonzac, 1970; Dietrich, 1974, и др.). Но в тектонически активных окраинах континентов, характеризующихся развитием вулканогенно-осадочного седиментогенеза, выполнено ограниченное число работ по исследованию глинистых минералов (Kimbara, Sudo, 1973). В данной статье прослежена зональность глинистых минералов в флишеподобных морских отложениях Восточной Камчатки, обнаженных на полуострове Ильпинском.

Полуостров Ильпинский расположен в юго-западной части Корякского нагорья. Он представляет собой антиклинальное поднятие, осложняющее северо-западный борт Олюторского прогиба, который является крупной наложенной структурой первого порядка на мезозойском складчатом основании (Егизаров и др., 1963). В пределах полуострова широко распространены осадочные и вулканогенно-осадочные образования мелового, палеогенового и неогенового возраста.

Были изучены флишеподобные вулканогенно-осадочные отложения восточной части полуострова, объединяемые в две серии: древнеильпинскую, имеющую дат—палеоценовый возраст, и ковачинскую, датированную олигоценом (Серова, Гуляев, 1967; Несвит, 1967). В древнеильпинскую серию, кроме ложноильпинской, такетуирской и орийской свит (Серова, Гуляев, 1967), автором условно включена унальская свита, относимая Д. С. Несвитом (1967) к верхнему мелу. Из ковачинской серии были изучены отложения ильпинской свиты (фиг. 1). Мощность разреза в целом достигает 4000 м.

Ложноильпинская свита представлена в основном аргиллитами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Характерной чертой такетуирской, орийской и ильпинской свит является ритмичность

обусловленная чередованием вулканомиктовых песчаников и аргиллитов. Мощность ритмов от первых десятков сантиметров до 1—1,5 м. Переход от песчаников к аргиллитам в пределах ритма постепенный. Граница между аргиллитами предыдущего ритма и песчаниками последующего резкая. На подошве песчаников в некоторых случаях наблюдаются иероглифы. В унальской свите ритмичное переслаивание вулканомиктовых песчаников и аргиллитов часто нарушается мощными пластами аргиллитов и туфобрекчий. В ней широко развиты субвулканические интрузии диоритового состава.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Образцы пород были отобраны равномерно по всему разрезу из песчаников, алевролитов и аргиллитов. В пределах ритмов пробы отбирались из отдельных его элементов.

Глинистая составляющая (фракция меньше 0,001 мм) аргиллитов и цемента песчаников, а также обломки вулканических стекол изучены с помощью дифракционных методов. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре ДРОН-1,5 с использованием отфильтрованного медного излучения при напряжении на катоде 40 кВ и силе тока 22 мА. Идентификация глинистых минералов осуществлялась по базальным отражениям, полученным при съемке ориентированных препаратов (Рентгеновские методы..., 1965).

Количественное соотношение глинистых минералов во фракции меньше 0,001 мм определялось по методике М. Б. Куцыковича и Ю. С. Дьяконова (1971). Электронографический анализ проводился Н. Ю. Цейтлиным по методу косых текстур на электронографе ЭГ-100К с ускоряющим напряжением 100 кВ. Химический анализ выполнен на восьмиканальном квантометре ФРК-1Б под руководством А. Г. Пяткова.

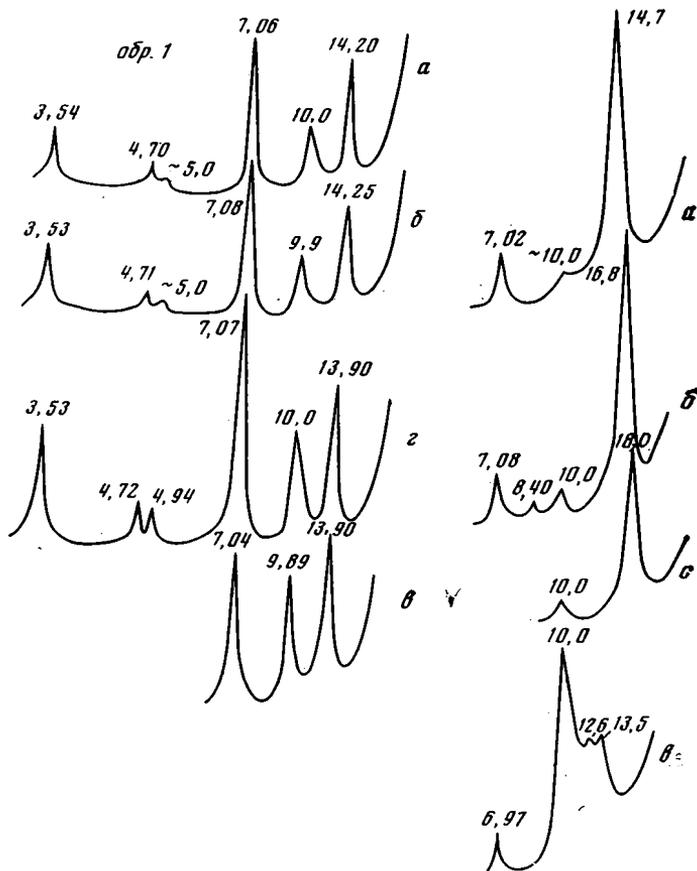
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Песчаная составляющая пород состоит из обломков пород и вулканического стекла (40—50%), фемических минералов (25—30%), полевых шпатов и цеолитов (30—25%). Обломки пород представлены в основном эффузивами среднего — основного составов, кроме того, имеется небольшое количество обломков кремнистых пород. Раскристаллизованные вулканические стекла характеризуются слабыми интерференционными окрасками, показатель преломления их больше 1,540. Из фемических минералов широко распространен моноклинный пироксен. Полевые шпаты представлены плагиоклазами основного и среднего составов, часто альбитизированными, причем альбитизация наиболее развита в песчаниках древнейльпинской серии. Иным набором минералов характеризуются породы унальской свиты. Здесь широко распространены эпидот, актинолит, цеолиты, хлорит. Таким образом, изученные песчаники относятся к группе вулканогенных граувакк (Шутов, 1975).

Глинистая составляющая пород изученных отложений представлена в основном триоктаэдрическими минералами: монтмориллонитом, хлоритом, смешанослойными образованиями различной степени упорядочен-

Фиг. 1. Литологическая колонка и распределение глинистых минералов в дат — олигоценовых отложениях Ильпинского полуострова Восточной Камчатки

1 — вулканомиктовые песчаники с градационной слоистостью; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — туфы основного состава; 5 — туфобрекчий; 6 — интрузии диоритов. Глинистые минералы: 7 — монтмориллонит; 8 — хлорит; а — дефектный, б — стабильный; 9 — смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава неупорядоченный; 10 — корренситоподобный минерал; 11 — смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава с тенденцией к упорядоченности; 12 — I—IX — пакки пород с различным соотношением песчаников и аргиллитов



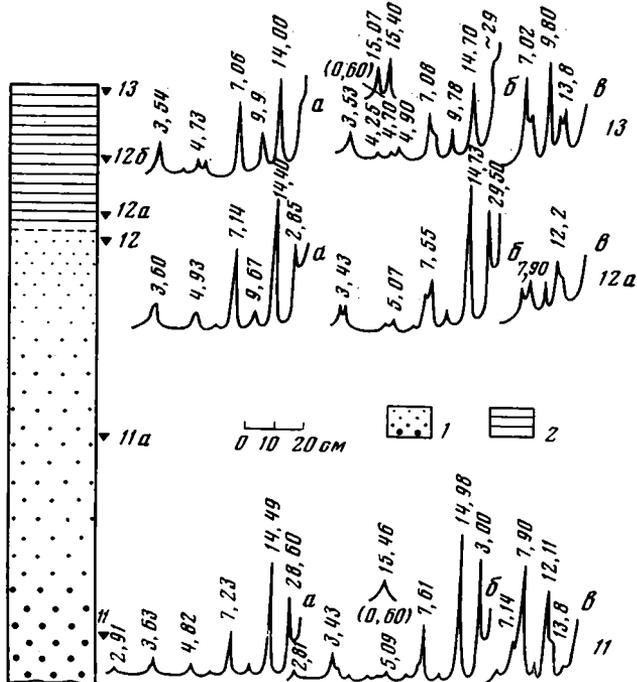
Фиг. 2. Дифрактограммы основных типов глинистых минералов в обр. 24

а — исходный образец, *б* — насыщенный этиленгликолем, *в* — прокаленный при 550° С, *г* — прокаленный при 350° С, *д* — насыщенный магнием и глицерином

ности, состоящими из хлоритовых и лабильных 2 : 1 пакетов. Гидрослюда относится к диоктаэдрической разновидности.

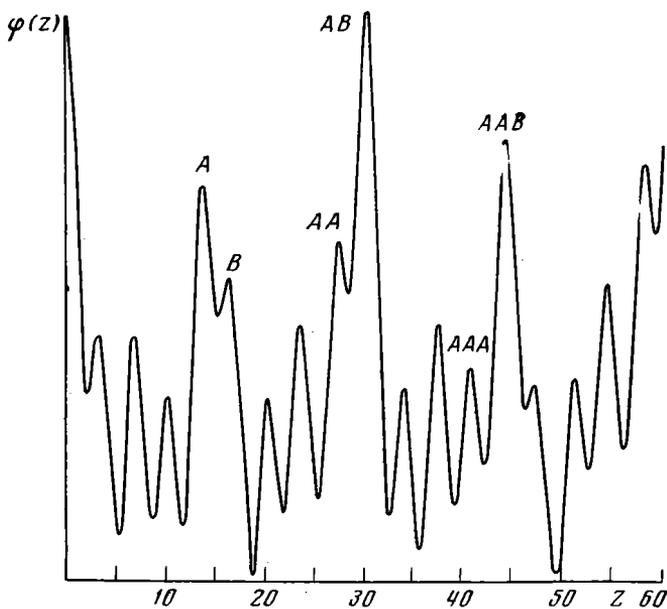
Монтмориллонит характеризуется серией базальных рефлексов, кратных 14,7 Å в воздушно-сухом состоянии и 16,7—17 Å насыщенном этиленгликолем (фиг. 2, обр. 24). После прокалывания при 550° С первый базальный рефлекс соответствует межплоскостному расстоянию, равному 9,8—10 Å. Отличие смектитов от низкозарядных Mg-вермикулитов состоит в отсутствии эффекта разбухания последних в глицерине (Walker, 1958). Полученные результаты подтверждают наличие монтмориллонита. Минерал триоктаэдрический, его $d_{(060)} = 1,540$ Å, и при обработке теплой 10%-ной HCl он растворяется. Кроме монтмориллонита присутствует примесь гидрослюда, дефектного хлорита и неупорядоченного смешанослойного образования хлорит-монтмориллонитового состава.

Хлорит представлен серией базальных рефлексов, кратных 14,2 Å, почти не меняющих своего положения при насыщении этиленгликолем и нагревании при 550° С (фиг. 2, обр. 1). Минерал триоктаэдрический $d_{(060)} = 1,540$ Å. Кроме стабильного в изучаемых толщах много дефектного хлорита. Температурная обработка при 550° С приводит к смещению первого базального рефлекса в сторону больших углов с $d_{(001)} = 13,5—13,8$ Å, что связано с обводненностью бруситовой прослойки.



Фиг. 3. Строение ритма и характерные дифрактограммы смешанослойных образований хлорит-монтмориллонитового состава

1 — вулканомиктовый песчаник с градационной слоистостью, 2 — аргиллит. Дифрактограммы глинистых минералов: а — исходный образец, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный при 550° С



Фиг. 4. Вероятностно-статистическая кривая $\varphi(z)$, обр. 11 (А — хлоритовые, В — монтмориллонитовые пакеты)

Гидрослюда диоктаэдрическая $d_{(000)} = 1,500$ Å, характеризуется серией базальных рефлексов, кратных 9,8—10 Å. Незначительное смещение первого базального рефлекса при насыщении этиленгликолем и прокаливании связано, вероятно, с присутствием небольшого количества разбухающих монтмориллонитоподобных промежуток. Данные электронографии позволяют ее отнести к политу типу ИМ.

Хлорит и гидрослюда распространены по всей изученной толще.

Смешанослойные минералы состоят из хлоритовых и лабильных 2:1 пакетов. При рассмотрении смешанослойных образований удобно их разбить на три группы, которые отличаются друг от друга соотношением хлоритовых и лабильных 2:1 пакетов и степенью упорядоченности их переслаивания.

I. Смешанослойные образования хлорит-монтмориллонитового состава с упорядоченным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых промежуток (фиг. 3, обр. 11). Минералы характеризуются близким к целочисленной серии большим числом базальных рефлексов (до 10 порядков), кратных 30—31 Å, полученных в сольватированных этиленгликолем препаратах. В воздушно-сухом состоянии $d_{(001)} = 28,6$ Å. При прокаливании первый базальный рефлекс смещается в сторону больших углов и равен 22,6—23 Å. Минерал триоктаэдрический, $d_{(000)} = 1,546$ Å, растворяется в теплой 10%-ной HCl. Для определения количественного соотношения пакетов в изучаемом смешанослойном минерале и мотива их переслаивания был использован метод фуэрье-преобразования в варианте, предложенном Ю. С. Дьяконовым (1962). На фиг. 4 приведена вероятностно-статистическая кривая $\varphi(z)$ смешанослойной фазы обр. 11. Из анализа этой кривой следует, что смешанослойный минерал состоит из двух пакетов А и В, где А — хлоритовые, а В — монтмориллонитовые пакеты. Количество пакетов А преобладает, тем не менее сохраняется тенденция к чередованию по мотиву АВ АВ или ААВ ААВ. От корренсита, который, как известно, является строго упорядоченным смешанослойным образованием хлорит-монтмориллонитового (вермикулитового) состава с соотношением компонентов 1:1, исследованный минерал отличается повышенным содержанием хлоритового компонента и не строго целочисленной последовательностью базальных рефлексов. Учитывая это, можно считать рассматриваемый минерал корренситоподобным. Он широко развит в песчаниках орийской и такетуирской свит.

II. Смешанослойные образования хлорит-монтмориллонитового состава с тенденцией к упорядоченности (см. фиг. 3, обр. 13). В воздушно-

Химический состав фракции меньше 0,001 мм пород флишоидных отложений Ильинского полуострова (Восточная Камчатка)

Компоненты	Порода, № обр.								
	песчаники						аргиллиты		
	24 _а	8	6	4	2	1	3 _а	10	7 _а
SiO ₂	43,34	50,04	43,88	43,30	45,50	50,56	45,40	50,59	50,65
TiO ₂	2,09	1,01	1,12	1,35	1,04	1,22	0,95	1,29	1,25
Al ₂ O ₃	14,4	16,87	14,86	14,51	14,88	16,21	14,99	17,85	17,71
Fe ₂ O ₃	11,39	7,50	7,09	7,90	8,07	4,24	9,00	4,78	4,40
FeO	3,38	9,17	9,44	10,21	8,22	6,34	3,16	6,59	6,97
MnO	0,14	0,23	0,24	0,25	0,26	0,01	0,11	0,17	0,19
MgO	5,28	4,96	8,77	7,33	7,83	3,84	4,92	4,81	5,13
CaO	3,62	3,23	2,84	3,22	3,07	3,15	1,94	1,81	1,79
Na ₂ O	1,50	1,06	1,09	1,18	1,00	2,15	0,95	1,23	0,92
K ₂ O	0,43	1,42	1,24	1,22	1,08	2,05	2,70	3,25	3,17
П.п.п.	14,30	4,45	9,40	9,50	9,05	10,0	15,84	7,88	8,00
Сумма	99,94	99,94	99,97	99,97	100,00	99,77	99,96	100,25	100,16

Обр. 6 — основание ритма, обр. 7а — кровля ритма. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВНЦ АН СССР А. Г. Пятковым.

сухом состоянии проявляется нестрогая целочисленная серия базальных рефлексов, кратных 14,0—14,4 Å. При насыщении этиленгликолем первое базальное отражение равно 14,6—14,7 Å. В некоторых случаях проявляется субпериод, равный 29 Å. Октаэдрические позиции заселены по триоктаэдрическому мотиву, $d_{(060)} = 1,540$ Å. Количество хлоритовых пакетов преобладает. Минерал широко распространен в аргиллитах древнеильпинской серии.

III. Смешанослойные образования хлорит-монтмориллонитового типа неупорядоченные. Для них характерна иррациональная последовательность (не более трех) базальных рефлексов. Наиболее отчетливо они диагностируются на препаратах, прокаленных при 550°С, имея первое базальное отражение, равное 12,6—12,7 Å. Количество хлоритовых пакетов преобладает. Ассоциируют с монтмориллонитом и дефектным хлоритом (см. фиг. 2, обр. 24). Распространены только в ильпинской свите.

Химический состав глинистых фракций представлен в таблице.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО РАЗРЕЗУ

Распределение глинистых минералов в разрезе рассмотрено отдельно для цемента песчаников, в аргиллитах и в обломках вулканического стекла.

Глинистые минералы песчаников представлены монтмориллонитом, хлоритом, дефектным хлоритом, гидрослюдой и смешанослойными образованиями, состоящими из хлоритовых и лабильных 2:1 пакетов (см. фиг. 1). Для песчаников ильпинской свиты характерны монтмориллонит (80—30%), хлорит (до 80%), дефектный хлорит (5%), неупорядоченный смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава (60—10%). Гидрослюды мало — 5%. Интересно отметить, что хлорит появляется только в пачке вулканомиктовых песчаников, примыкающих к толще гидротермально-измененных пород уральской свиты. В ней тонкодисперсная часть зернистых пород представлена исключительно хлоритом. Песчаники орийской и такетуирской свит в цементе содержат главным образом корренситоподобный минерал (упорядоченный смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава), гидрослюду (5—10%) и дефектный хлорит (25—20%). В нижних горизонтах такетуирской свиты появляется стабильный хлорит. Необходимо отметить, что обводненность бруситовой прослойки в хлоритах орийской и такетуирской свит выражена в меньшей степени, чем в ильпинской. Так, если температурная обработка при 550°С хлоритов ильпинской свиты приводила к смещению первого базального рефлекса до 13,4—13,5 Å, то в такетуирской и орийской свитах после подобной обработки $d_{(001)} = 13,6—13,8$ Å. Отдельные прослои мелкозернистых песчаников ложноильпинской свиты содержат хлорит и гидрослюду (см. фиг. 2, обр. 1).

Глинистые минералы аргиллитов в целом имеют тот же состав, что и цемент песчаников (см. фиг. 1), но отличительной их особенностью является худшая окристаллизованность триоктаэдрических разностей, повышенные содержания гидрослюды (до 70%), хлорита или дефектного хлорита (до 40%) и, как правило, хлоритовых пакетов в смешанослойных минералах хлорит-монтмориллонитового состава. В аргиллитах ильпинской свиты изобилует монтмориллонит (40—50%), дефектный хлорит (10%), гидрослюда (20%) и неупорядоченный смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава (30—20%). В уральской свите глинистая составляющая аргиллитов представлена корренситоподобным минералом (55—70%) и хлоритом (45—30%). В ложноильпинской свите глинистые минералы состоят в основном из гидрослюды и хлорита.

Глинистые минералы раскристаллизованных обломков вулканических стекол, изученные в обр. 23 и 11, имеют тот же состав, что и цемент песчаников, но обладают худшей окристаллизованностью.

Различия глинистых минералов песчаников и аргиллитов наиболее ярко видны в пределах *элементарных ритмов*. Например, в орийской и такетуирской свитах при постепенном переходе от крупнозернистого песчаника в основании ритма к расположенному выше мелкозернистому песчанику и далее к аргиллиту постепенно нарастает количество гидрослюды, иногда от ее следов, улавливаемых на электрограммах, до 70% в мелкозернистом песчанике и аргиллите. Из фиг. 3 видно, что аналогично ведет себя в ритме дефектный хлорит.

Смешанослойные образования от упорядоченных форм хлорит-монтмориллонитового состава в цементе песчаников постепенно, по мере уменьшения гранулометрии осадка, теряют упорядоченность в чередовании пакетов. Дифракционная картина минерала уже не содержит целочисленной серии базальных отражений, исчезает или плохо проявляется субпериод, равный 28—29 Å. Рефлексы с малой интенсивностью, которые имелись у корренситоподобного минерала, исчезают. Одновременно с разупорядочением смешанослойного минерала количество хлоритовых пакетов в нем возрастает. Приведенные на фиг. 3 дифрактограммы образцов иллюстрируют увеличение содержания хлоритовых пакетов в смешанослойном образовании в кровле ритма (обр. 13) по сравнению с его подошвой (обр. 11). Кроме того, меняется $d_{(060)}$ триоктаэдрических минералов от 1,546 Å в песчаниках до 1,540 в аргиллитах.

Повышенное содержание гидрослюды в аргиллитах отражено в повышенном содержании K_2O и Al_2O_3 . В песчаниках содержится больше CaO , MgO , Fe_2O_3 (см. табл.). В таблице приведены средние значения.

Аналогичная картина распределения глинистых минералов по элементам ритма наблюдается и в верхней части ильпинской свиты. В ней также при переходе от песчаников к аргиллитам увеличивается количество хлоритовых пакетов в неупорядоченном минерале хлорит-монтмориллонитового состава, кроме того, наблюдается увеличение содержания дефектного хлорита и гидрослюды (см. фиг. 1).

При переходе от песчаников к аргиллитам в унальской свите и основании ильпинской свиты наблюдается противоположная направленность дифференциации глинистых минералов. Песчаная часть ритмов в этом случае содержит хлорит. Аргиллитовая же составляющая унальской свиты представлена корренситоподобным минералом и хлоритом, а в основании ильпинской свиты в аргиллитовой части находится монтмориллонит, неупорядоченный смешанослойный минерал, дефектный хлорит и гидрослюда.

В заключение описания полученных результатов можно отметить, что наиболее характерной чертой в распределении глинистых минералов ильпинского разреза является преобладание разбухающих триоктаэдрических минералов в верхней и средней частях разреза и их смена триоктаэдрическим хлоритом в его основании, а также преобладание гидрослюды и хлорита или дефектного хлорита в аргиллитах по сравнению с песчаниками.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По данным изучения органического вещества в рассматриваемой толще можно выделить ряд зон, которые характеризуются разной степенью его метаморфизма. Так, ильпинская свита отвечает длиннопламенным углям, орийская и такетуирская — газовым и газово-жирным и ложно-ильпинская — коксовым углям (Баженова, Кореньков, 1974). Таким образом, верхнюю и среднюю части разреза можно отнести к зоне начального эпигенеза, а нижнюю — к зоне глубинного (Коссовская, Шутов, 1971). Постепенность нарастания температуры вниз по разрезу нарушается в толще унальской и в основании ильпинской свит, где ярко про-

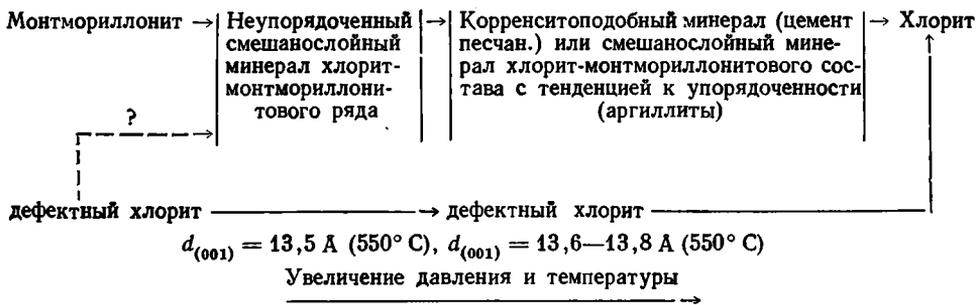
явилась наложенная гидротермальная деятельность, которая выразилась в образовании своеобразного для разреза в целом комплекса глинистых минералов, а также эпидота, актинолита и цеолитов.

На составе глинистых продуктов в гидротермально-проработанных отложениях сказалась пористость пород. Песчаники содержат основную массу хлорита, а в аргиллитах преобладают или корренситоподобный минерал (см. фиг. 1, обр. 14, 15, 16, 17, 18 и 19, унальская свита), или монтмориллонит и неупорядоченный смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава (см. фиг. 1, обр. 21 и 22, ильпинская свита). Таким образом, в песчаниках формируются более совершенные и стабильные по структуре глинистые минералы, чем в аргиллитах.

Точку зрения о гидротермальной природе этих глинистых минералов подтверждает и диаграмма генетических типов корренситов, предложенная А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем (1975). На ней корренситоподобный минерал унальской свиты (обр. 15) попадает в поле гидротермально-измененных пород.

Природа глинистых минералов из остальной части разреза представляется более сложной для расшифровки, чем в пределах унальской и в нижних частях ильпинской свит. Первичное формирование триоктаэдрических смектитовых минералов, по-видимому, происходило по вулканическому стеклу. Это подтверждается идентичностью глинистых минералов из песчаников, аргиллитов и обломков вулканического стекла из ильпинской и орийской свит. В то же время не удастся достаточно обоснованно судить о месте преобразования стекла и однозначно решить, происходило ли его частичное разложение на обрамляющей бассейн суше или непосредственно в осадке в нормально морских условиях. Гидрослюда образовалась скорее всего в тонкоотмученных осадках, обогащенных калием. Возможность фиксации калия из морской воды вулканическим стеклом показана С. Хартом (Hart, 1973). Такое представление о ее генезисе объясняет обогащение аргиллитов гидрослюдой по сравнению с песчаниками.

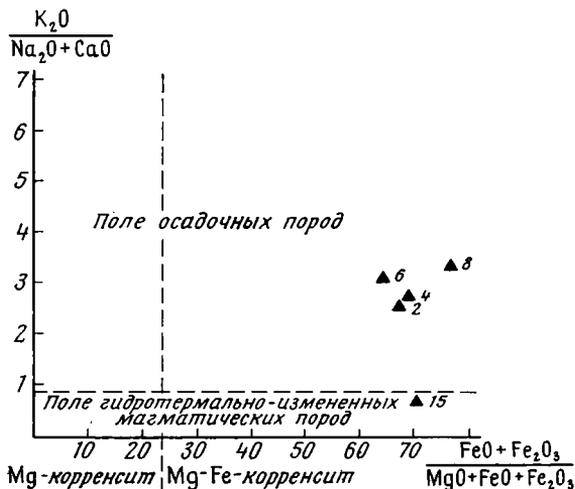
По мере погружения осадка наибольшая роль в формировании последующих минеральных (глинистых) фаз связана с переработкой смектита. Направленность его преобразования схематизированно выглядит как следующий ряд:



Подобный ряд может реализоваться благодаря нарастанию концентраций магния и железа, освобождающихся в результате растворения витрических и, возможно, фемических компонентов осадка. Об осадочном генезисе корренситоподобного минерала, являющегося промежуточным членом ряда монтмориллонит — хлорит, могут служить следующие факты: его ассоциация с гидрослюдой (в отличие от унальской свиты), что, по мнению А. Г. Коссовской и В. А. Дрица (1975), позволяет отличать корренситы осадочные от магматических. На генетической диаграмме корренситов (фиг. 5) корренситоподобный минерал орийской и таке-турской свит (обр. 8, 6, 4, 2) попадает в поле осадочных пород.

На возможность эпигенетического превращения монтмориллонита в хлорит через корренсит указывали Д. Сегонзак (Segonzac, 1970), В. Д. Шутов (1975) и др.

В то же время обращает на себя внимание отсутствие переходных минеральных фаз между монтмориллонитом и смешанослойным минералом с преобладанием хлоритовых промежутков, а также между корренситоподобным минералом и хлоритом. Возможно, это явление связано с малоинтенсивной гидротермальной проработкой данной толщи, которая не улавливается другими путями. Следует указать, что японские



Фиг. 5. Генетические типы корренситоподобных минералов древнеильпинской серии

исследователи К. Кимбара и Т. Судо (Kimbara, Sudo, 1973), изучавшие глинистые минералы хлоритовой группы (корренсит, разбухающий хлорит, хлорит) в зоне II и III миоценовой формации зеленых туфов Японии, предложили гидротермальный путь их образования. Однако они ссылаются на исследования Т. Йошимуры, который связывал образование хлорита зоны III с аградацией монтмориллонита, расположенного выше, по разрезу в зоне I.

При рассмотрении глинистых минералов песчаников и аргиллитов видно, что независимо от того, происходило ли их образование гидротермальным путем из растворов или путем трансформации, эти процессы наиболее активно прошли в цементе песчаников. Это связано с различной пористостью песчаников и аргиллитов. Аргиллиты обладают значительно меньшим, чем песчаники, свободным пространством для проникновения интерстиционных и (или) гидротермальных растворов, а также для роста минералов с совершенной кристаллической структурой. Этим, по-видимому, объясняется недосыщенность глинистых минералов аргиллитов железом и магнием и, как следствие, меньшее значение параметра b триоктаэдрических минералов.

Таким образом, распределение глинистых минералов в вулканогенно-осадочных отложениях Ильпинского полуострова в целом совпадает с зональностью глинистых минералов, характерных для регионального эпигенеза в областях окраинных зон континентов, выделенных А. Г. Косовской и В. Д. Шутовым (1975).

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова О. К., Кореньков А. С.* К геохимической характеристике кайнозойских отложений Ильпинского полуострова.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 1.
- Дьяконов Ю. С.* О прямой расшифровке рентгенограмм смешанослойных минералов при помощи прямого метода преобразования Фурье.— Рентгенография минер. сырья. М., 1962, вып. 1.
- Егизаров Б. Х., Криштофович Л. В., Пичугина Г. К.* Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Олюторского прогиба.— В сб.: Геология Корякского нагорья. Л., Госгортехиздат, 1963.
- Карпова Г. В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Проблемы эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы.— Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Куцыкович М. Б., Дьяконов Ю. С.* Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
- Несвит Д. С.* Геология и нефтеносность Ильпинского полуострова восточного побережья Камчатки.— Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. 254.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Серова М. Я., Гуляев П. В.* О возрасте «Восточно-Камчатского туфогенного флиша».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2.
- Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 278.
- Dietrich H.* Diagenetic alteration of smectite in argillaceous sediments of the Rhinegraben (SW Germany).— Sedimentology, 1974, 21, No. 3.
- Hart S.* A Model for chemical exchange in the basalt-sea water system of oceanic layer 11.— Canad. J. Earth. Sci., 1975, v. 10, No. 6.
- Kimbara K., Sudo T.* Chlorite clay minerals in tuffaceous sandstones of the Miocene Green Tuff Formation Yamata district, Ishikawa Prefecture, Japan.— J. Japan Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1973, v. 68, No. 8.
- Segonzac D.* During diagenesis low-grade metamorphism.— Sedimentology, 1970, 15, No. 3—4.
- Walker G.* Reactions of expanding-lattice clay minerals with glycerol and ethylene glycol.— Clay Minerals Bulletin, 1958, v. 3, No. 20.

Дальневосточный геологический институт
ДВНЦ АН СССР, Владивосток

Дата поступления
23.II.1977

УДК 552.313.8 : 552.53 (470.56)

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕПЛОВОГО ТУФА
ИЗ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ КУПОЛА ИНДЕР**

Т. Н. СОКОЛОВА, М. Я. КАЦ, Е. Ф. ДОЛГОПОЛЬСКАЯ

Проведено минералогическое изучение размерно-плотностных фракций пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер. Выделение фракций проводилось с помощью метода страт, впервые примененного к разделению зерен размером меньше 0,1 мм. Применение метода позволило выделить в плотностных фракциях как бы отдельные стадии перекристаллизации пеплового материала. Проведен количественный анализ гетерогенности минералов и минеральных агрегатов.

Одним из интересных объектов для изучения аутигенного силикатного минералообразования в эвапоритовых бассейнах являются пепловые прослои. Как известно, преобразование пеплового вещества дает четкий ряд стадийных минералов, которые можно использовать в качестве индикаторов физико-химических и термодинамических условий среды. В свою очередь эти характеристики могут быть привлечены для суждения о характере постседиментационных преобразований солей, вмещающих пирокластические породы.

Объектом нашего изучения послужил один из прослоев пеплового туфа, встреченный в соленосной толще купола Индер. Впервые этот прослой был установлен И. И. Халтуриной, В. М. Бочаровым и Н. П. Авровой в 1973 г. Как показали наши исследования (Соколова и др., 1976), основным породообразующим минералом пеплового туфа является лейкофиллит — чрезвычайно редкий минерал, встреченный до этого только в лавах Везувия и туффитах горы Барчи.

Формирование лейкофиллита происходило на фоне гаммы парагенетически связанных с ним преобразований породы в целом. Познание этих процессов невозможно без детального изучения всех акцессорных компонентов, связанных с раскристаллизацией и преобразованием витрокластического материала. Поэтому представлялось очень важным провести детальное изучение состава крупных фракций породы. Однако изучение последних в иммерсионных препаратах затруднено в связи с тем, что порода более чем на 90% представлена гидрослюдитизированными и монтмориллонитизированными частицами бывшей стекловатой массы. Поэтому предварительно было проведено разделение образца с помощью метода страт, разработанного М. Я. Кацем (1975, 1977). Далее в иммерсионных препаратах исследовались размерно-плотностные фракции, что значительно облегчило их изучение.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Нерастворимый в воде остаток пеплового туфа без применения какого-либо механического воздействия был подвергнут фракционированию. Затем в пределах каждой фракции ($> 0,05$ мм; 0,05—0,03 мм; 0,03—

0,02 мм и 0,02—0,01 мм) были выделены методом страт плотностные фракции в области значений $\rho = 2,3—2,6 \text{ г/см}^3$ с шагом $\sim 0,03 \text{ г/см}^3$.

Как известно, метод страт основан на получении ступенчатого изменения плотности жидкости в сосуде. До сих пор этот метод применялся лишь для разделения крупных зерен размером $\geq 0,10 \text{ мм}$ (Кац, Долгопольская, 1976). В связи с тем что размер зерен пеплового туфа составлял 0,01—0,10 мм, методика разделения зерен по стратам была несколько модернизирована. Деление фракций размером $< 0,05 \text{ мм}$ проводилось не в конусе, как обычно, а в цилиндрах. На дно цилиндра последовательно вводили рабочие жидкости, начиная с самой легкой, и получали в цилиндре ступенчатое изменение плотности. Образец вводился в самую легкую жидкость, вместе с которой он оказывался наверху столба жидкости в цилиндре. Зерна, падая вниз, задерживались на поверхности жидкости с большей, чем у них, плотностью. При длительном (в течение нескольких часов) процессе деления мелких зерен возможно образование гиксотропных агрегатов, которые периодически разрушались. В качестве рабочих жидкостей использовались смеси бромформа с диметилформамидом в необходимых пропорциях. Техника подготовки рабочих жидкостей с необходимым шагом по плотности, последовательность проведения и некоторые другие детали экспериментов описаны ранее в указанных выше работах.

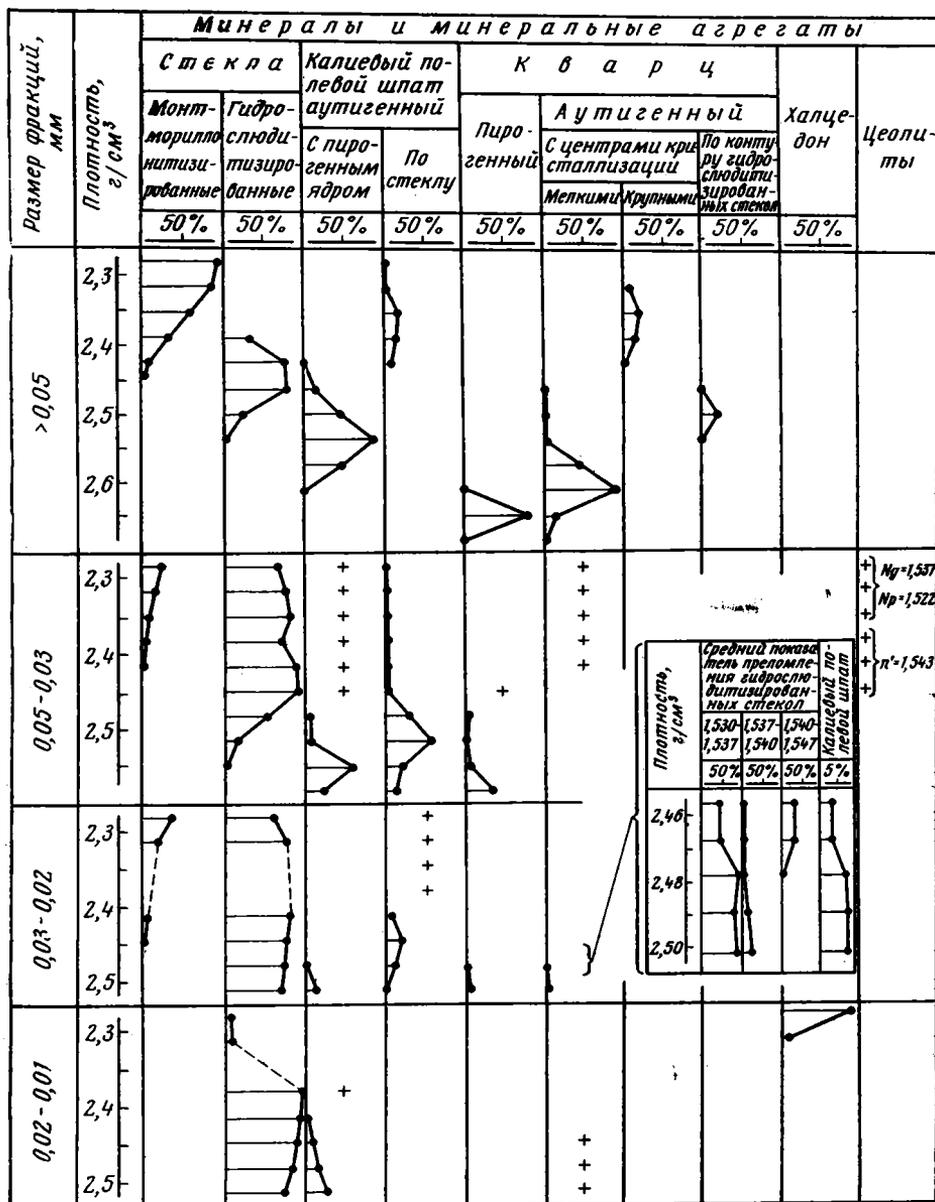
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗМЕРНО-ПЛОТНОСТНЫХ ФРАКЦИЙ ПЕПЛОВОГО ТУФА

Все фракции, выделенные с помощью метода страт, были рассмотрены и изучены в иммерсионных препаратах; для большинства из них сделаны рентгендифрактограммы. Результаты минералогического изучения фракций представлены на фиг. 1. В табл. 1 и 2 дано количественное распределение минералов и минеральных агрегатов в размерных и размерно-плотностных фракциях породы.

Среди продуктов перекристаллизации стекла и среди пепловых кристаллокластов выделено несколько минеральных видов.

Монтмориллонитизированные стекла резко преобладают в самой крупной размерной фракции $> 0,05 \text{ мм}$ в интервале плотности 2,30—2,33 г/см^3 , где они составляют до 95% фракции. С увеличением плотности их содержание падает и при $\rho \geq 2,445 \text{ г/см}^3$ они исчезают. В более мелких фракциях содержание их незначительно, и, как правило, в одном и том же зерне можно наблюдать участки одновременной раскристаллизации стекла до монтмориллонито- и слюдopodobного минерала. Такая же картина наблюдается и при размере зерен $> 0,05 \text{ мм}$ в самых тяжелых плотностных фракциях. Показатель преломления монтмориллонитизированных стекол колеблется в пределах $n' \sim 1,537—1,543$. Как правило, эти зерна окрашены в светло-желтый цвет. В скрещенных николях отчетливо видна структура раскристаллизации стекла в виде закрученных петель, вермикулитоподобных агрегатов, состоящих из отдельных пакетиков, иногда одинаково ориентированных и тогда наиболее отчетливо отличающихся от основной массы по светопреломлению. Часто зерна имеют тонкую петельчатую («вариолевую») или серпентиноподобную структуру — участки более высоко дупреломляющие неравномерно распределены среди агрегатно-дупреломляющих в серых тонах. С увеличением плотности ($> 2,41 \text{ г/см}^3$) начинают преобладать гидрослюдитизированные зерна, в которых лишь отдельные участки по характеру дупреломления можно отнести к монтмориллонитизированным.

Структурные взаимоотношения гидрослюдитизированных и монтмориллонитизированных участков в пределах одного и того же зерна свидетельствуют о более ранней кристаллизации монтмориллонита. Гидро-



Фиг. 1. Минералогическая характеристика размерно-плотностных фракций пеплового туфа

слюдистые агрегаты срезают форменные элементы первичных монтмориллонитизированных участков стекол.

Присутствие монтмориллонитизированных стекол подтверждено данными рентгеновского анализа (фиг. 2, а). Заслуживает внимание тот факт, что на дифрактограммах неориентированных препаратов крупных фракций ($> 0,05$ мм) в области значений $2\theta = 16-32^\circ$ наблюдается довольно сильный фон повышенной интенсивности, свидетельствующий о присутствии аморфного вещества — стекла. При переходе к более тонким фракциям (0,03—0,02 и 0,02—0,01 мм) фон заметно снижается. Такая же картина наблюдается в пределах одной и той же размерной

Таблица 1

Количественное распределение минералов и минеральных агрегатов (%) во фракции пеплового туфа >0,05 мм *

Плотность, г/см ³	Частота	Монтмориллонитизированные стекла	Гидрослюдитизированные стекла	Калиевый полевой шпат		Кварц			
				аутигенный с пирогенным ядром	аутигенный по стеклу	пирогенный	аутигенный		
							с мелкими центрами кристаллизации	с крупными центрами кристаллизации	по контуру гидрослюдитизированных стекол
2,30	0,1	0,1 97	—	—	0,003 3	—	—	—	—
2,30—2,33	0,01	0,009 90	—	—	0,001 3	—	—	0,001 7	—
2,33—2,37	0,01	0,006 60	—	—	0,002 17	—	—	0,002 23	—
2,37—2,41	0,1	0,03 33	0,03 33	—	0,02 17	—	—	0,002 17	—
2,41—2,44	1	0,1 10	0,8 80	—	0,07 7	—	—	0,03 3	—
2,44—2,48	49	—	38 78	7 15	—	—	1,5 3	—	1,5 3
2,48—2,52	34	—	10 30	16 47	—	—	1 3	—	7 20
2,52—2,56	7	—	0,5 7	6 87	—	—	0,2 3	—	0,2 3
2,56—2,59	3	—	—	1,5 50	—	—	1,5 50	—	—
2,59—2,63	3	—	0,06 2	—	—	0,2 5	3 93	—	—
2,63—2,67	1	—	—	—	—	1 83	0,2 17	—	—

* 1. Для каждой размерно-плотностной фракции указаны два числа: верхнее — процентное содержание зерен данного типа в размерных фракциях исходного образца, нижнее — то же в размерно-плотностных фракциях.

2. Деление проводилось в одинаковых интервалах плотности. В таблицах приведены неодинаковые плотностные интервалы только за счет округления значений плотности до 0,01 г/см³ в соответствии с погрешностями измерений.

3. Для каждой плотностной фракции указана частота распределения по плотности зерен в исходном образце. Большие частоты ($\geq 1\%$) имеют погрешности порядка 5—10% от указанных значений, малые частоты ($\leq 1\%$) от опыта к опыту могут изменяться в несколько раз.

Количественное распределение минералов и минеральных агрегатов (%) в различных фракциях пеллового туфа *

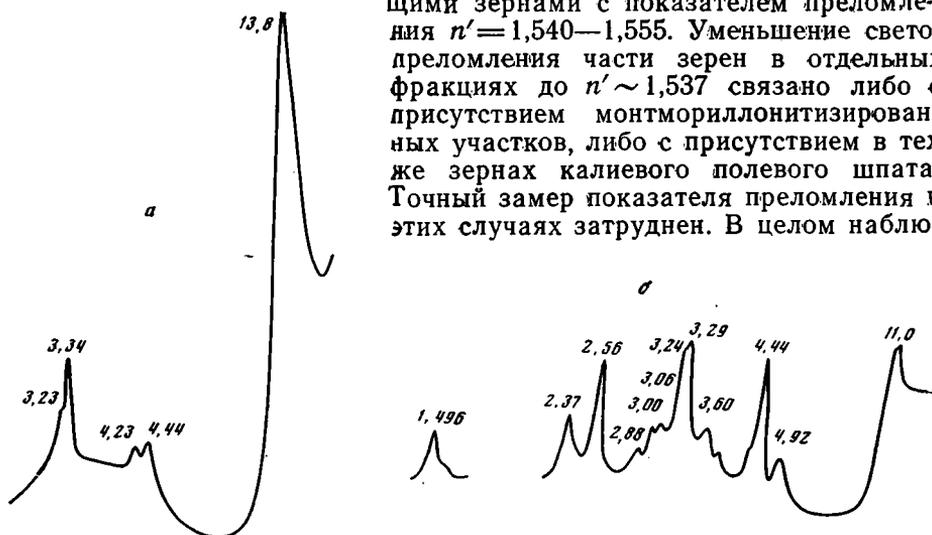
Т а б л и ц а 2

Плотность, г/см ³	Фракция 0,05—0,03 мм						Фракция 0,03—0,02 мм						Фракция 0,02—0,01 мм					
	частота	монтмориллонитизированные стекла	гидрослюдитизированные стекла	калийный полевой шпат	аутигенный по стеклу	аутигенный с пирогенным ядром	частота	монтмориллонитизированные стекла	гидрослюдитизированные стекла	калийный полевой шпат	аутигенный по стеклу	аутигенный с пирогенным ядром	частота	гидрослюдитизированные стекла	калийный полевой шпат аутигенный с пирогенным ядром	аутигенный с мелкими центрами кристаллизации	халцедон	
2,30	0,3	0,09	0,2	<1	0,003	0,01	—	<0,003	~0,003	—	—	—	—	—	—	—	0,7	
2,30—2,33	0,9	0,2	0,7	<1	0,01	0,03	34	0,6	66	<1	<0,007	—	0,8	7	—	—	90	
2,33—2,37	2	0,2	2	<1	0,02	0,06	17	83	—	<0,002	<1	—	0,5	8	—	—	0,04	
2,37—2,40	1	0,03	0,8	<1	0,01	0,03	—	—	—	<0,001	—	—	0,1	—	—	—	—	
2,40—2,43	1	0,03	1	<1	0,01	0,03	—	—	—	0,02	—	—	0,7	0,6	0,05	—	—	
2,43—2,46	4	—	4	<1	0,2	—	—	—	—	11	—	—	2	2	0,1	—	—	
2,46—2,50	17	—	10	2	5	—	—	—	—	0,4	—	—	7	6	1	<0,07	—	
2,50—2,53	68	—	57	10	27	—	88	72	63	10	4	—	88	73	1	<0,9	—	
2,53—2,56	4	—	15	8	41	—	—	—	6	0,2	0,7	—	1	0,7	0,3	<0,01	—	
2,56—2,60	2	—	7	23	60	0,3	—	—	70	—	—	—	—	—	—	—	—	

* См. Приложение к табл. 1. В плотностях фракциях 2,33—2,37; 2,37—2,40 и 2,56—2,60 г/см³ (и некоторых других) присутствуют не указанные в таблицах лейкоксенитизированные агрегаты и единичные неопределенные минералы.

фракции при смене монтмориллонитизированных обломков гидрослюдитизированными.

Гидрослюдитизированные стекла абсолютно преобладают во всех размерных фракциях в плотностных интервалах $\sim 2,30—2,53 \text{ г/см}^3$. Представлены они полуизотропными и слабо агрегатно-двупреломляющими зернами с показателем преломления $n' = 1,540—1,555$. Уменьшение светопреломления части зерен в отдельных фракциях до $n' \sim 1,537$ связано либо с присутствием монтмориллонитизированных участков, либо с присутствием в тех же зернах калиевого полевого шпата. Точный замер показателя преломления в этих случаях затруднен. В целом наблю-



Фиг. 2. Дифрактограммы неориентированных препаратов

а — монтмориллонитизированных зерен, *б* — гидрослюдитизированных зерен

дается увеличение силы светопреломления гидрослюдитизированных стекол по мере увеличения плотностных характеристик. Ниже приведены значения среднего показателя преломления гидрослюдитизированных стекол во фракции 0,05—0,03 мм в зависимости от плотности.

$\rho, \text{ г/см}^3$	n'
2,3—2,33	1,537—1,540
2,33—2,37	1,537±0,001
	1,547±0,001
	1,537±0,001
2,37—2,40	1,547—1,550
2,40—2,43	1,553—1,555
2,43—2,46	$\sim 1,555$
2,46—2,50	$\leq 1,555$
2,50—2,53	1,540—1,555

Размерно-плотностная фракция 0,03—0,02 мм в интервале значений $\rho \approx 2,46—2,50 \text{ г/см}^3$ была более дробно разделена с шагом $\sim 0,01 \text{ г/см}^3$. Результаты замеров показателей преломления для всех полученных при этом делении фракций показаны на фиг. 1 (врезка в центре). Поле преобладания гидрослюдитизированных зерен с наименьшими значениями $n' \approx 1,530—1,537$ коррелируется с полем максимальной концентрации аутигенного калиевого полевого шпата, присутствующего в тех же зернах.

Данные рентгеновского анализа подтверждают присутствие диоктаэдрического слюдяного минерала, в структуре которого находятся монтмориллонитовые межслои. Электронографическое изучение позволило отнести слюдястый минерал к политу типу 1М. Характерной особенностью дифракционных картин является диффузность и плохое разрешение отдельных рефлексов, в частности с $d = 3,53$ и $3,07 \text{ \AA}$ (см. фиг. 2, б). Отражение с $d_{(00s)}$, равное $3,29—3,30 \text{ \AA}$, зафиксированное почти на всех дифрактограммах гидрослюдитизированных стекол, позволяет отнести слю-

дистый минерал, развивающийся по стеклу, к лейкофиллиту, у которого толщина пакета составляет 9,85 Å, а не 10 Å, как у мусковита (Соколова и др., 1976).

Как сказано выше, основной плотностной интервал распространения гидрослюдитизированных стекол составляет $\sim 2,30\text{--}2,53 \text{ г/см}^3$ (см. фиг. 1). Самые низкие значения плотности принадлежат зернам, в которых наряду с гидрослюдитизированными участками присутствуют монтмориллонитизированные, самые высокие ($\sim 2,55\text{--}2,60 \text{ г/см}^3$), отмеченные во фракции 0,05—0,03 мм, характерны для лейкоксенизированных зерен.

Калиевые полевые шпаты четко разбиваются на две группы: пирогенные с аутигенной каймой обрастания и аутигенные, развивающиеся как бы в «теле» пепловых частиц.

Пирогенные полевые шпаты, составляющие существенную часть пепловых кристаллокластов, представлены исключительно санидином. Во многих зернах отчетливо видны следы растворения пирогенных кристаллов и новообразованные каемки ортоклаза с иной оптической ориентировкой и с показателем преломления, несколько меньшим, чем у пирогенного ядра. Плотностные свойства полевых шпатов этой группы колеблются в широких пределах от $\sim 2,45$ до $\sim 2,63 \text{ г/см}^3$, причем каждая размерно-плотностная фракция характеризуется своими предельными значениями ρ (см. фиг. 1). Довольно значительный разброс зерен калиевых полевых шпатов по плотностным свойствам объясняется, с одной стороны, разной степенью растворения пирогенного ядра и соответственно разной долей аутигенной каймы обрастания, представленной более легким ортоклазом. С другой стороны, в эту группу, очевидно, попали и собственно аутигенные кристаллы калиевого полевого шпата, для которых характерны жидкие, иногда очень обильные включения, понижающие плотностные значения зерен. Раздельный подсчет зерен калиевого полевого шпата с преобладанием пирогенного ядра, с одной стороны, и собственно аутигенного — с другой, не проводился. На фиг. 1 и в табл. 1 и 2 они помещены в графу «калиевый полевой шпат аутигенный с пирогенным ядром».

Вторую группу составляют аутигенные полевые шпаты, непосредственно развивающиеся в «теле» пепловых частиц. Наиболее представительны они во фракциях $>0,05$ и 0,05—0,03 мм. В иммерсионных препаратах отчетливо видно развитие калиевого полевого шпата по монтмориллонитизированному и гидрослюдитизированному стеклу. В отдельных случаях полевой шпат образует «фенокристы», в других — кристалличность его менее выражена, и минерал как бы растекается по предварительно преобразованному базису. При просмотре в иммерсионных препаратах плотностных фракций самой мелкой размерности отмечались отдельные гидрослюдитизированные зерна с заметно меньшим показателем преломления, чем у основной массы. Рентгеновский анализ таких фракций показал присутствие в них калиевого полевого шпата. Эту группу также характеризует широкий спектр плотностных характеристик в интервале $\sim 2,3\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$.

Кварц. Разделение исходного образца на фракции в узких пределах плотности в широком плотностном интервале позволило выделить размерно-плотностные фракции, обогащенные пирогенным и аутигенным кварцем. Максимальная концентрация пирогенного кварца отмечается во фракции 0,05—0,03 мм в интервале плотности $\sim 2,56\text{--}2,60 \text{ г/см}^3$ и во фракции $>0,05$ мм (0,05—0,07 мм) в интервале $\sim 2,59\text{--}2,67 \text{ г/см}^3$. Зерна пирогенного кварца имеют характерную угловатую и оскольчато-неправильную форму. В большинстве своем они прозрачные, без каких-либо включений. Реже отмечаются зерна с обильными газовыми включениями, понижающими плотность кварца до разных значений. Показатель преломления пирогенного кварца не отклоняется от нормы.

Аутигенный кварц практически весь сосредоточен в самой крупной размерной фракции. Во фракциях $< 0,05$ мм отмечаются лишь единичные его зерна. По плотностным характеристикам четко выделяются две группы: одна в интервале плотности $\sim 2,33\text{—}2,44$ г/см³, другая в интервале $\sim 2,52\text{—}2,67$ г/см³ (см. фиг. 1).

Представлен аутигенный кварц характерными розетковидными образованиями с обильными жидкими включениями, приуроченными к центральным частям зерен. Центром скелетного роста кварцевых агрегатов являются бурые сильно измененные и неопределимые образования различного размера. Кварцевые «розетки» с крупными зародышевыми сердцевинами, которые в процессе фракционирования образца часто выкрашивались и не сохранились, сосредоточены в плотностном интервале $\sim 2,33\text{—}2,44$ г/см³, а розетки с мелкими центрами кристаллизации — в интервале $\sim 2,52\text{—}2,67$ г/см³. Присутствие обильных жидких включений, а также агрегатность кварцевых новообразований явились причиной сильно заниженных значений плотности по сравнению со справочными данными для оптически чистого кварца. Показатель преломления аутигенного кварца не отклоняется от нормы.

Промежуточную группу между этими двумя основными типами аутигенного кварца составляют гидрослюдитизированные стекла с поликристаллической оторочкой из аутигенного кварца. Такие зерна встречаются лишь во фракции $> 0,05$ мм в интервале плотности $\sim 2,48\text{—}2,56$ г/см³. Максимальное их содержание отмечено в интервале $\sim 2,48\text{—}2,52$ г/см³.

Халцедон. Во фракции $0,02\text{—}0,01$ мм в плотностном интервале $\leq 2,30\text{—}2,33$ г/см³ встречены интересные зерна, почти целиком состоящие из округлых образований халцедона. В центре такие зерна имеют агрегатное двупреломление в серых тонах и характерную структуру раскристаллизации стекла. В процентном отношении доля таких агрегатов ничтожна (см. табл. 2).

Цеолиты в очень незначительном количестве присутствуют во фракции $0,05\text{—}0,03$ мм, где они по своим оптическим и плотностным характеристикам подразделяются на две группы. В интервале плотности $\leq 2,30\text{—}2,37$ г/см³ — это пластинчатые кристаллы призматического облика; $N_g' = 1,537$, $N_p' = 1,522$. В интервале $\sim 2,37\text{—}2,46$ г/см³ — это изотропные цеолиты с $n' \approx 1,543$. Небольшое содержание цеолитов в породе не позволило провести их более детальное изучение.

ВЫВОДЫ

1. Минералогическое изучение размерно-плотностных фракций пеплового туфа, полученных с помощью метода страт, помогло более детально проследить характер изменения и перекристаллизации пеплового материала и как бы выделить в плотностных фракциях отдельные стадии: более раннюю — монтмориллонитовую, затем последовательно гидрослюдистую — полевошпатовую — кварцевую — халцедоновую. Совместное присутствие в одном зерне монтмориллонитизированных и гидрослюдитизированных участков, а также участков с преимущественным развитием калиевого полевого шпата, характер структурного взаимоотношения минеральных компонентов в пределах одного и того же зерна свидетельствуют о стадийности процесса перекристаллизации пепловых частиц. Существование лейкофиллита и калиевого полевого шпата может являться следствием не только процесса последовательной спонтанно-стадийной раскристаллизации минералов, но и результатом периодического подтока термальных вод, изменяющего щелочность — кислотность среды и направляющего процесс аутигенного минералообразования.

2. Впервые показана возможность применения метода страт к разделению минералов с размером зерен $0,1\text{—}0,01$ мм на фракции в узких

требуемых пределах плотности (с одинаковым или разным шагом $\leq 0,03 \text{ г/см}^3$) для количественного анализа гетерогенности минералов. Применение этого метода позволило провести также количественный анализ гетерогенности и тех минералов, содержание которых в породе составляет доли процента. Также впервые показаны перспективы использования метода страт для детального анализа различных типов минеральных агрегатов (тех же размеров), отражающих динамику раскристаллизации стекол.

ЛИТЕРАТУРА

- Кац М. Я.* Новый подход в минералогических исследованиях зернистых или пластинчатых «мономинеральных» образцов.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Кац М. Я.* Анализ гетерогенности минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 306.
- Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф.* Анализ гетерогенности кварца в зернах методом ступенчатого изменения плотности жидкости.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л., Степанова К. А.* Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
7.III.1977

УДК 552.313.8

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ ВЗРЫВНЫХ БРЕКЧИЙ И ИМПАКТИТОВ

В. Л. МАСАЙТИС, А. И. РАЙХЛИН, Т. В. СЕЛИВАНОВСКАЯ

Предлагается схема классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов, которая учитывает размеры и тип обломков, тип матрицы, их количественные соотношения и степень перемешивания исходного материала. Увеличение степени его раздробленности и увеличение количества стекла или продуктов его изменения в целом отвечает более высокой степени преобразования пород в результате ударного метаморфизма и плавления.

В результате специализированных геологических исследований в последние десятилетия на всех континентах выявлены многочисленные круговые морфоструктуры — древние метеоритные кратеры и их погребенные или значительно эродированные аналоги — астроблемы (Dence, 1972; Engelhardt, 1974_{1, 2}, и др.).

Эти структуры в большинстве случаев заполнены горными породами особого класса — взрывными брекчиями и импактитами¹ (от слова *impact* — ударять, дробить, разрушать), образовавшимися в результате сугубо экзогенных процессов — высокоскоростных соударений малых космических тел с земной поверхностью. Эти породы, несущие признаки воздействия мощной (десятки и сотни *кбар*) ударной волны, ранее нередко рассматривались как тектониты, различные осадочные и магматические породы.

Объемы выявленных и закартированных импактитов и брекчий достигают в отдельных кратерах многих тысяч кубических километров (Масайтис, 1975; Масайтис и др., 1975; Райхлин и др., 1976; Engelhardt, 1971, и др.). Сходные по текстурно-структурным особенностям породы образуют поверхностный слой Луны, формировавшийся в условиях длительной метеоритной бомбардировки (Флоренский и др., 1975; Roberts, 1966; Heiken et al., 1973, и др.).

Становится очевидной необходимость выделения специфического класса горных пород, возникших в условиях ударно-взрывного породообразования — колтогенеза (Масайтис, 1976) и принципиально отличающихся по особенностям вещественного состава и структуры от осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических, метаморфических и других пород. Вопросы классификации и номенклатуры этого класса пород лишь в незначительной степени затрагивались в литературе (Engelhardt, 1974_{1, 2}; Stöffler, 1973; Chao, 1973, и др.), частично они были рассмотрены и в ряде работ авторов.

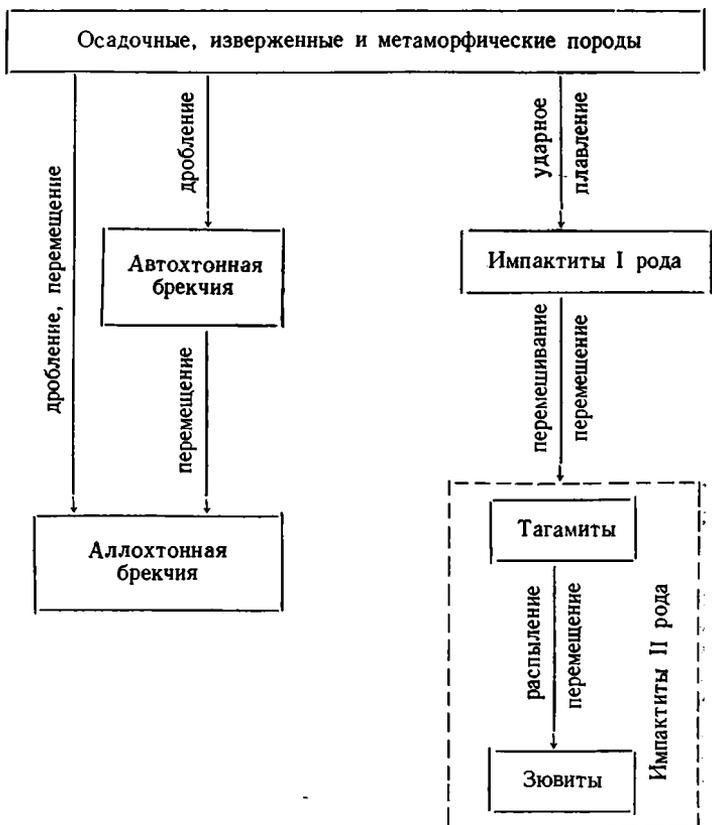
Предварительный анализ наблюдений, сделанных нами и другими исследователями в астроблемах на территории СССР, а также материа-

¹ Импактитами (Nininger, 1956; French, 1968, и др.) называются породы, являющиеся продуктами частичного или полного плавления и состоящие из полиминерального стекла и обломков пород и минералов.

лов по зарубежным объектам такого типа позволяет обсудить вопрос о принципах классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов и предложить некоторые их варианты, исходя из общей модели кратерообразования (табл. 1).

Таблица 1

Принципиальная схема модели преобразований материнских пород при формировании ударного кратера



Выделяются три группы образований, различающихся по условиям их залегания и степени ударного превращения исходных осадочных, изверженных или метаморфических пород:

1) брекчированные породы и брекчии цоколя метеоритного кратера, или астроблемы, образовавшиеся на месте залегания или частично испытавшие связанные перемещения без перемешивания материала (автохтонные);

2) брекчии, заполняющие кратер, образующие покров выбросов и являющиеся перемещенными образованиями (аллохтонные);

3) импактиты, образующие самостоятельные тела, а также входящие в состав перемещенных брекчий или брекчированных пород цоколя (аллохтонные и автохтонные) и состоящие более чем на 10% из импактного стекла или продуктов его преобразования (фигура).

Поскольку всем перечисленным образованиям присущи структурно-текстурные признаки различных обломочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород и тектонитов, при описании взрывных брекчий и импактитов целесообразно использовать некоторые принципы классификации и номенклатуры, применяемые по отношению к соответствующим группам осадочных, изверженных и метаморфических пород (Завариц-

кий, 1956; Вассоевич, 1958; Атлас текстур и структур..., 1962; Половинкина, 1966; Классификация..., 1970; Higgins, 1971, и др.).

Схема генетических соотношений разных типов брекчий и импактитов может быть представлена в виде табл. 1. Преобразованные (1) и вновь возникшие (2) породы могут быть классифицированы (табл. 2) в зависимости от типа обломков (литокласты, кристаллокласты, витрокласты), их размеров, типа заключающей их матрицы (обломочный материал или стекло), количественных и текстурно-структурных соотношений

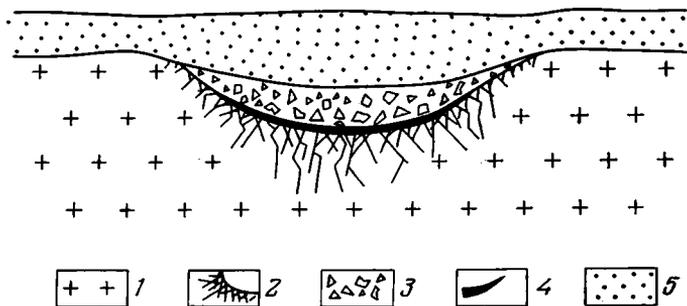


Схема строения взрывного метеоритного кратера (астроблемы)

1 — породы цоколя кратера, 2 — автохтонные брекчии, 3 — аллохтонные брекчии, 4 — импактиты, 5 — перекрывающие породы

этих компонентов и степени перемешивания исходного материала, в значительной степени определяющей масштабы его перемещения при кратерообразовании. Увеличение степени раздробленности материала и увеличение количества стекла или продуктов его изменения в целом отвечают более высокой степени преобразования породы в соответствии с увеличением воздействия ударного метаморфизма и интенсивности плавления.

Среди разрушенных взрывной волной неподвижных пород (аутигенной брекчии), в зависимости от характера ударных преобразований, могут быть выделены трещиноватые породы и в различной степени брекчированные (частично смятые), нередко сцементированные и сохранившие связность. Они образуются обычно при относительно слабом ударном воздействии. Исходя из степени дезинтеграции исходного материала (гранулометрического состава обломков), брекчированные породы могут быть описаны как горная мука (размер обломков 0,25—2 мм), древесная брекчия (0,2—1,0 см), щебенчатая брекчия (1—20 см), глыбовая брекчия (0,2—1 м) и мегабрекчия (1—100 м).

При более интенсивном ударном сжатии, приводящем к смещению отдельных фрагментов породы без существенного перемешивания материала, возникают коптокатаклазиты². Они характеризуются, как правило, линзовидно-полосчатой, флюидальной, пятнистой текстурами. В отдельных случаях в коптокатаклазитах наряду с сохранившимися блоками исходных пород появляются участки и маломощные линзы стекол фрикционного плавления (псевдотахилитовых стекол), испытавших незначительные перемещения. Коптокатаклазиты с признаками течения и дифференциации обломочного материала иногда образуют самостоятельные инъекционные жилы, пронизывающие породы аутигенной брекчии в основании кратеров.

Коптокатаклазиты образуются только по плотным породам и отличаются от тектонокатаклазитов наличием признаков ударного метамор-

² Т. е. катаклазированные в результате удара породы (от греч. «копто» — ударять, дробить).

Принципиальная схема классификации взрывных брекчий и импактитов

Характер нахождения	Уменьшение размеров и увеличение количества обломков	Агрегатный состав обломков и частиц (1) и матрицы (2)				
		1. Л, К	1. Л, К, В	1. Л, К, В	1. Л, К	1. Р
		2. (К)	2. (К, В)	2. (К, В)	2. С	2. С
Неперемещенный или незначительно перемещенный (аутигенный) материал	↓	Брекчированные породы, брекчии, коптокатаклазиты Горная мука	Коптокатаклазиты со стеклом		Псевдотахилиты	Массивные импактиты (I рода)
Перемещенный (аллотигенный) материал	↓	Мегабрекчии и глыбовые брекчии Щебенчатые брекчии Дресвяные брекчии	Мегабрекчии и глыбовые брекчии со стеклом Щебенчатые брекчии со стеклом Дресвяные брекчии со стеклом	Обломочные импактиты		Массивные импактиты (II рода)
Увеличение степени ударного метаморфизма (количества стекла)						

Л — литокласты, К — кристаллокласты, В — витрокласты, С — импактное полиминеральное, в отдельных случаях мономинеральное стекло и продукты его кристаллизации и изменения, Р — реликтовые минералы и их агрегаты. В скобках — тонкодисперсное состояние того же материала в матрице.

физма минералов (Chao, 1967; Engelhardt, Stöffler, 1968; Stöffler, 1971, и др.). Особую разновидность коптокатаклизитов представляют ударно-литифицированные первоначально несцементированные породы, приобретающие связанность под влиянием сжатия.

В различной степени раздробленный, перемешанный и перемещенный при взрыве материал горных пород (аллохтонная брекчия) может находиться как в рыхлом, так и в литифицированном состоянии.

В зависимости от степени перемешивания могут выделяться мономиктовые и полимиктовые аллохтонные брекчии. Размерность обломков определяет отнесение этих пород к коптокластиту (размер обломков менее 2 мм), дресвяной брекчии (размер 2—10 мм), щебенчатой брекчии (размер 1—20 см), глыбовой брекчии (размер глыб и обломков от 20 см до 1 м), мегабрекчии (размер глыб от 1 до 100 м) и клиппеновой брекчии (размер свыше 100 м). Поскольку в составе брекчий обычно присутствуют обломки разной размерности, при отнесении породы к той или иной разновидности следует исходить из размеров преобладающего по объему обломочного материала, который может быть как мономиктовым, так и полимиктовым.

Взрывные аллохтонные брекчии существенно отличаются от осадочных брекчий по ряду признаков:

1) они сложены обломками и глыбами пород, несущими признаки интенсивного динамического воздействия — ударного метаморфизма (наличие в минералах пластических деформаций — планарных элементов, деформационных полос, полос смятия, появление минералов с разрушенной кристаллической структурой, превращенных в изотропную стеклоподобную фазу без расплавления; в отдельных случаях отмечаются оплавленные обломки пород, конусы разрушения и т. п.);

2) цементом взрывных брекчий обычно является сингенетичный тонкодисперсный материал того же состава, иногда с примесью фрагментов полиминерального стекла; в осадочных брекчиях связующее вещество, как правило, эпигенетично по отношению к обломкам и представлено минералами, выпадающими из растворов;

3) во взрывных брекчиях практически отсутствует сортировка материала и слоистость; обычно не наблюдается какой-либо ориентировки в расположении уплощенных обломков; отсутствуют перерывы;

4) для большинства перемещенных взрывных брекчий характерна высокая степень перемешивания материала.

Взрывные брекчии по общему облику наиболее близки к взрывным и тектоническим брекчиям, но существенно отличаются от них условиями залегания и наличием признаков ударного метаморфизма слагающих обломков.

Помимо обломков пород, испытавших дезинтеграцию и ударный метаморфизм низких ступеней по Штоффлеру (Stöffler, 1971), в аллохтонной брекчии могут присутствовать (в количестве до 10%) продукты ударного плавления — фрагменты различных стекол, как мономинеральных (главным образом по кварцу и полевым шпатам), так и полиминеральных, возникших в результате плавления всей породы. При увеличении количества стекла осуществляется переход к импактитам с обломочной текстурой — зювитам.

Зювиты (suevit), впервые описанные в кратере Рис (Preuss, 1969), представляют собой литифицированную брекчию, состоящую из обломков импактного стекла, частично измененного, а также фрагментов различных пород и минералов. Этот материал в известной степени может сопоставляться с лунным реголитом, являющимся несцементированным продуктом многократных ударных воздействий, дробления и переотложения в условиях вакуума (Джеймс, 1975; Финней и др., 1975; Lindsay, 1972; Heiken et al., 1973, и др.).

Исходя из количественного соотношения обломков стекол, пород и минералов³, предлагается выделять различные литолого-петрографические типы зювитов (табл. 3).

Основные типы зювитов, между которыми существуют различные переходы, в свою очередь могут быть подразделены на разновидности в зависимости от преобладающего размера обломков. Здесь используются градации по размеру обломочного материала, предложенные в ряде классификаций осадочно-вулканогенных (пирокластических) пород (Ботвинкина, 1974; Малеев, 1975, и др.): мелкообломочные (<0,25 мм), среднеобломочные (0,25—0,5 мм), крупнообломочные (0,5—2 мм), грубообломочные (2—10 мм), лапиллиевые (10—30 мм), агломератовые (30—200 мм) и глыбовые (>200 мм).

Таблица 3

Схема петрографической классификации зювитов

Типы	Количество обломков, %		
	витрокласты	кристаллокласты **, гранокласты ***	литокласты
Витрокластические	75—90	<10	<10
Лито-витрокластические *	50—75	<10	10—50
Витро-литокластические *	10—50	<10	50—75
Кристалло-витрокластические *	50—75	10—50	<10
Витро-кристаллокластические *	10—50	50—75	<10
Грано-витрокластические *	50—75	10—50	<10
Витро-гранокластические *	10—50	50—75	<10

* В двухчленном названии зювитов учитывается присутствие двух ведущих компонентов, составляющих в сумме не менее 90%, при этом на второе место ставится преобладающий компонент. Если содержание третьего компонента превышает 10%, то название становится трехчленным, причем обозначения компонентов располагаются в порядке возрастания их роли в составе породы.

** Кристаллокласты — обломки минералов, возникающие при дезинтеграции кристаллических пород.

*** Гранокласты — минеральные зерна (обычно окатанные), возникшие при дезинтеграции псаммитовых осадочных пород.

Вместе с тем несовершенная сортировка, свойственная большинству обломочных пород, заполняющих астроблемы, дает возможность лишь грубого расчленения зювитов по преобладающему размеру обломочного материала. Таким образом, полное название породы складывается из определения размерности обломочного материала и его агрегатного состояния (например, грубообломочный кристалло-витрокластический зювит).

При дальнейшем подразделении могут учитываться и такие второстепенные признаки, как степень цементации (рыхлые или литифицированные, спекшиеся), состав цемента (стекловато-обломочный, обломочно-стекловатый), состав литоидных обломков и степень их ударного метаморфизма, степень пластичности (хрупкости) частиц стекла в момент захоронения, их форма, текстурные и структурные особенности пород, в частности сортированность материала, его псевдостратификация, последующие изменения и т. д. Все эти признаки в той или иной степени отражают конкретные условия преобразования, транспортировки и отложения материала.

Массивные импактиты, состоящие более чем на 10% из стекол ударного происхождения, подразделяются следующим образом: 1) образованные мономинеральными стеклами или продуктами их кристаллиза-

³ Поскольку размер частиц дисперсного материала, из которого состоит цемент, не превышает 0,01 мм и, следовательно, количество цемента от общего объема породы составляет обычно первые проценты и редко превышает 5—7%; содержание всех обломков принимается за 100%.

ции и сохранившие текстурные особенности первичных пород (импактиты I рода); 2) образованные полиминеральными стеклами или продуктами их кристаллизации и полностью утратившие текстурные особенности первичных пород (импактиты II рода). Импактиты I рода являются результатом ударного плавления исходных пород без последующего перемешивания. К ним практически относятся все породы высоких ступеней ударного метаморфизма. Импактиты II рода возникают при значительном перемешивании расплава при его перемещении. Хотя породы, содержащие свыше 10% стекла, по принимаемой схеме могут быть отнесены к импактитам, в большинстве случаев его количество в этом типе пород составляет свыше 50—60%.

Импактиты I рода могут именоваться в зависимости от состава исходных пород ударно-витрифицированными гранитами, гнейсами и др. Иногда встречаются породы, промежуточные между импактитами I и II рода, отражающие промежуточные стадии перемешивания расплавленных исходных пород и обладающие сложными такситовыми текстурами, в которых отражаются пластическое течение, раздробление и неполное перемешивание материала.

Массивные импактиты II рода, матрица которых образована полиминеральным стеклом или продуктами его преобразования, известны в ряде астроблем под особыми названиями (кярнаиты, дорейты, тагамиты и др.). Они могут подразделяться по петрографическим признакам — степени раскристаллизации стекла и характеру его соотношений с включенными в него обломками минералов, отражающим физико-химические условия образования и кристаллизации импактного расплава, т. е. исходную температуру и скорость охлаждения, которые влияют как на возникновение и рост кристаллических индивидов, так и на взаимодействие расплава с включенными обломками (Селивановская, 1977). В большинстве случаев импактиты возникают за счет плотных изверженных и метаморфических пород, наследуя основные особенности их валового химического состава. Включенные обломки минералов и пород в большинстве случаев являются «родственными» по отношению к составу силикатной матрицы, реже они принадлежат к «чуждым» образованиям (например, обломки карбонатных пород и др.). По типу матрицы могут быть выделены гологиалиновые, гемикристаллические и голокристаллические породы, в свою очередь подразделяющиеся на подтипы по количественным соотношениям микролитов и стекла или продуктов его девитрификации. От гологиалинового к голокристаллическому типу постепенно возрастает и степень реакционных взаимодействий расплавов с мелкими (менее 0,5 мм) включениями; в голокристаллических импактитах последние обычно в значительной степени преобразованы и сохранились в виде «теней».

При петрографическом описании массивных импактитов и их дальнейшем подразделении могут учитываться также различные текстурные и структурные особенности, например пористость, атакситовая и флюидальная текстуры, количество и состав крупных и мелких включений, микроструктура матрицы, состав микролитов, вторичные изменения стекла и др., т. е. особенности, характерные для многих изверженных пород, также застывавших из силикатных расплавов.

Исследование динамики формирования импактитов и взрывных брекчий, исходя из модели кратерообразования, может в дальнейшем позволить подразделить различные типы и группы пород не только по условиям залегания, структурным и вещественным признакам, но и по условиям транспортировки и отложения расплавленного и раздробленного материала. Эти условия могут определяться температурой переносимого материала и подвижной транспортирующей среды, ее скоростью, вязкостью, режимом движения и охлаждения, траекторией и способом осаждения материала и т. д. Должны быть приняты во внимание явления

конденсации паров и газов и участие водных масс в переносе и отложении, оползневые процессы и др. Соответственно можно выделить различающиеся по «фациальным» условиям ассоциации тех или иных пород. Следует различать образования, сформировавшиеся в наземных условиях, а также в условиях мелководья при смешении материала, перенесенного во взрывном облаке и катастрофическими потоками воды. Особую группу составляют породы, возникшие в результате перемыва и переотложения уже сформировавшихся толщ импактитов и брекчий.

Сопоставление различных типов горных пород из земных метеоритных кратеров и астроблем с образцами пород, доставленных с Луны, показывает, что между ними имеется много общего в структурных особенностях, связанных со сходством условий ударно-взрывного породообразования (Сао, 1973; Stöffler, 1973, и др.). Вместе с тем исходный состав первичных пород лунной коры, многократность ударных воздействий, глубокий вакуум — все это несомненно отличает условия коптогенеза на поверхностях обеих планет. Тем не менее представляется, что в обоих случаях могут использоваться единые подходы к классификации и номенклатуре импактитов и брекчий. Следует, конечно, иметь в виду, что сопоставление литологических особенностей пород из лунных и земных кратеров должно вестись в одном масштабе. В настоящее время в этом заключается наибольшая трудность такого сопоставления, так как частицы или образцы исследуемых лунных пород в целом пока еще несоизмеримы по размерам с изучаемыми в астроблемах телами импактитов и брекчий.

Уточнение классификационных признаков и упорядочение номенклатуры взрывных брекчий и импактитов необходимо для правильной их диагностики, а также в целях сопоставления однотипных пород, нередко описываемых в разных астроблемах под разными названиями или же ошибочно под названием различных вулканических, вулканогенно-осадочных и других пород. Например, в Попигайской астроблеме (Сибирь) эти брекчии описывались как вулканические, в Машиногорской (Псковская область) — как брекчии трения, в Каменской (Восточный Донбасс) — как агломерат и т. д.

Массивные импактиты описывались как андезиты (Попигайская), трахиандезиты (Болтышская астроблема, район Кировограда), монцититы (астроблема Маникуаган, Канада) и т. д.

Изучение внутренней структуры астроблем, их картирование как на поверхности, так и на глубине и выяснение условий их образования также требуют однообразия в понимании терминов и их использовании.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. I (ред. А. В. Хабаков и др.). М., Изд. АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., «Недра», 1974.
- Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии пород, т. II. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Джеймс О. Б. Лунные материковые брекчии, образовавшиеся при главных ударных явлениях.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Дзоценидзе Г. С. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.
- Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулкаников. М., «Наука», 1975.
- Масайтис В. Л. Астроблемы на территории СССР.— Сов. геология, 1975, № 11.
- Масайтис В. Л. Петрология и геология импактитов.— В сб.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер. М., «Наука», 1975.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., «Недра», 1966.

- Райхлин А. И., Данилин А. Н., Хайлов В. В., Шаденков Е. М., Шафрановский Г. И.* Ударное плавление в астроблемах Европейской части СССР. Материалы к V Всес. петрогр. совещ., т. I. Проблемы петрологии. Алма-Ата. «Наука», 1976.
- Селивановская Т. В.* Петрографические типы тагамитов Попигаевского метеоритного кратера.— Метеоритика, 1977, вып. 36.
- Финней В. К., Уорнер Д. Л., Симондо К. Х.* Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Флоренский К. П., Иванов А. В., Базилевский А. Т.* Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Chao E. C. T.* Geologic implications of the Apollo 14 Fra Mauro breccias and comparison with ejecta from the Ries crater, Germany.— J. Res. U. S. Geol. Survey, 1973, v. 1.
- Chao E. C. T.* Ries and the progressive stages of impact metamorphism.— Fortschr. miner., 1967, B. 44.
- Dence M. R.* The nature and Significance of Terrestrial Impact Structures. Intern. Geol. Congr., 24 sess., sect. 15, Montreal, 1972.
- Engelhardt W.* Detrital impact formations.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, 23.
- Engelhardt W.* Meteoriten Krater.— Naturwissenschaften, 1974, 61, H. 10.
- Engelhardt W.* The Ries crater and its impact formations.— Fortschr. Miner. B. 52, Beih. 1. Stuttgart, 1974.
- Engelhardt W., Stöffler D.* Stages of shock metamorphism in crystalline rocks in the Ries basin, Germany.— In shock metamorphism of Natural Materials. B. French, N. Short (eds). Mono Book Co., Baltimore, 1968.
- French B.* Shock metamorphism as a geological process.— In Shock metamorphism of Natural Materials. B. French, N. Short (eds). P. I. Mono Book Co., Baltimore, 1968.
- Heiken G., Duke M., McKay D. S., Clanton U. S.* Preliminary stratigraphy of the Apollo 15 drill core. Proc. of the Lunar Sci. Conf. Suppl. 4.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1973, v. 1.
- Higgins M.* Cataclastic rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1971, № 687, v. 97.
- Lindsay J. F.* Sedimentology of clastic rocks returned from the Moon by Apollo 15.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, 10.
- Nininger H. H.* Arizonas meteorite crater, Sedona, Arizona. Amer. Meteorite Museum, 1956.
- Preuss E.* Einführung in die Ries-Forschung.— Geol. bavarica, 1969, v. 61.
- Roberts W. A.* Shock sedimentology.— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1966, v. 87.
- Stöffler D.* Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks of impact craters.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 23.
- Stöffler D.* Petrographic and grain size characteristics of suevite and lunar impact breccias.— Meteoritics, 1973, 8, 4.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
17.XI.1976

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.35.054.3 : 552.313

**ПОДВОДНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ СТЕКЛОВАТЫХ БАЗАЛЬТОВ
НА ДНЕ ОКЕАНА**

**В. Б. КУРНОСОВ, Н. С. СКОРНЯКОВА, И. О. МУРДМАА,
Г. Л. КАШИНЦЕВ, Г. А. НАРНОВ, А. Я. ШЕВЧЕНКО**

Один из актуальных вопросов литологии, требующих дальнейшей разработки,— изучение интенсивности и стадийности минералообразования при подводном выветривании базальтовых вулканических стекол и возможной роли продуктов их изменения в глинообразовании на океаническом дне.

Перспективный путь решения проблемы состоит в детальных минералогических и геохимических исследованиях вторичных изменений образцов базальта, поднятых со дна океана. Изучались образцы стекловатых базальтовых лав, собранных в экспедициях и/с «Витязь» в Индийском (ст. 5327 и 4577) и Тихом (ст. 5968 и 6298) океанах. Образцы базальтов со станций 5327 и 5968 отражают нормальные условия выветривания под действием морской воды, изменение же базальтов со станций 4577 и 6298 происходило, по-видимому, в условиях слабых гидротермальных проявлений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения образцов применялся комплекс методов: петрографический, химический (силикатный) анализ, рентгеновская дифрактометрия, инфракрасная спектроскопия и изучение образцов с помощью сканирующего микроскопа. Изучение шлифов, химические анализы и электронная микроскопия выполнены в Институте океанологии АН СССР. Исследования образцов дифракционными и спектральными методами проведены в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР. Рентгеновская дифрактометрия осуществлялась на дифрактометре ДРОН-1,5 с щелями 0,5—1; 1; 0,5 мм с медным излучением и скоростью вращения счетчика $2\theta = 1$ град/мин. Инфракрасные спектры поглощения получены на приборе UR-20 с таблеток, приготовленных из смеси исследуемого вещества и KBr.

**ВЫВЕТРИВАНИЕ СТЕКЛОВАТЫХ БАЗАЛЬТОВ
ПОД ДЕЙСТВИЕМ МОРСКОЙ ВОДЫ**

Для изучения процессов изменения базальтовых стекол под действием морской воды были взяты образцы толеитового и субщелочного базальтов со станций 5327 и 5968. На станции 5327, расположенной в осе-

вой зоне Центрально-Индийского хребта, относящегося к системе срединно-океанических хребтов ($34^{\circ}17'$ ю. ш., $77^{\circ}56'$ в. д.), с глубин 3080 м драгой были подняты крупные фрагменты подушечных лав с мощной (0,5—5 см) стекловатой коркой. Породы представляют собой низкокальцевые толентовые (таблица) оливиновые и безоливиновые базальты

Химический состав базальтов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	49,92	49,31	50,56	46,36
TiO ₂	1,05	0,95	0,71	2,46
Al ₂ O ₃	17,68	18,89	14,08	12,89
Fe ₂ O ₃	0,54	0,70	0,61	2,17
FeO	6,63	6,68	9,63	12,57
CaO	12,76	12,86	11,76	9,30
MgO	7,92	7,75	10,60	8,17
MnO	0,13	0,18	0,17	0,22
P ₂ O ₅	0,08	He обн.	0,06	0,50
Na ₂ O	2,24	2,24	1,50	3,19
K ₂ O	0,18	0,19	0,08	1,37
H ₂ O ⁺	0,21	0,23	0,16	0,77
H ₂ O ⁻	0,16	0,17	0,04	2,01
Сумма	99,50	99,94	99,96	99,98

Примечание: 1 — ст. 5327 — стекловатая корка шаровой лавы (Чернышева, 1970); 2 — ст. 5327 — безоливиновый базальт (Чернышева, 1970); 3 — ст. 4577/1 — гиалобазальт (Кашинцев, 1975); 4 — ст. 6298-62 — плитка оливинового базальта (Мурдмаа и др., 1973).

(Чернышева, 1970). Нами исследовалась стекловатая корка плагиоклазового базальта. Она сложена свежим неизмененным стеклом (обр. 5327-А), содержащим микролиты плагиоклаза, и имеет гиалопелитовую структуру. С поверхности стекловатая корка покрыта тонкой пленкой отбеленного вещества (обр. 5327-Б).

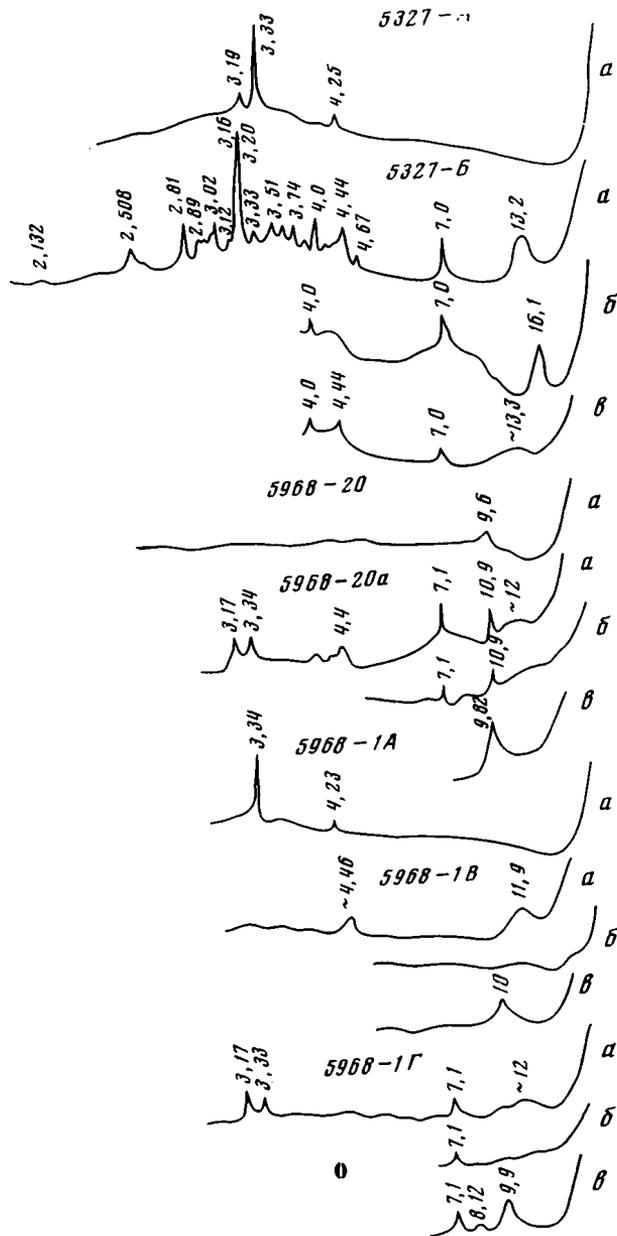
На станциях 5968-1 и 5968-20, расположенных в межгорной ложбине на глубинах 4985—5070 м ($19^{\circ}45'$ ю. ш., $161^{\circ}59'$ з. д.), к западу от о-ва Раратонга, трубками с поверхности осадка и с горизонта 10—10,5 см были подняты плитчатые железомарганцевые конкреции, ядрами которых служили обломки гиалобазальта.

Плитчатый обломок оливинового гиалобазальта (ст. 5968-1) имеет зональное строение. Снизу вверх в нем выделяется зона темно-бурого стекла вариолитовой структуры, зона светло-коричневого стекла (обр. 5968-1А) с редкими вариолями моноклинного пироксена и кристаллами оливина. Выше располагается зона (обр. 5968-В) палагонитизированного стекла мощностью 0,5—1 см, покрытого тонкой пленкой отбеленного вещества (обр. 5968-1Г).

Образец со ст. 5968-20 представляет собой обломок изотропного светло-коричневого стекла с коркой палагонитизации (обр. 5968-20А). К сожалению, мы не располагаем данными о химическом составе этих лав, однако можно отметить, что эта станция расположена в области широкого развития щелочного базальтоидного магматизма (Прокопцев, Мурдмаа, 1970).

Результаты рентгеновских и спектральных (ИКС) исследований стекловатых лав (обр. 5968-20А, 5968-1А и 5327-А) показывают их идентичность (фиг. 1, 2). Они состоят из рентгеноаморфного вещества, иногда (обр. 5327-А и 5968-1А) с небольшой примесью кварца (4,25 и 3,33 Å). В образце 5327-А отмечена примесь полевых шпатов (3,19 Å). В перечисленных образцах по наличию в ИК-спектрах области валентных колебаний молекул H₂O, выраженной в виде широкой полосы поглощения с максимумом при 3440 см^{-1} (см. фиг. 2), установлена только адсорбированная вода.

В верхней отбеленной пленке на образце толеитового базальта (обр. 5327-Б), покрывающей неизмененное стекло, устанавливается смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый (вермикулитовый) минерал и небольшое количество филлипсита (см. фиг. 1).

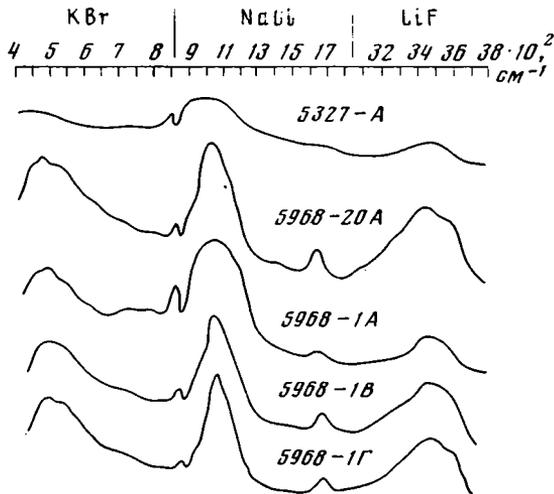


Фиг. 1. Рентгенодифрактограммы образцов со станций 5327 и 5968

а — в воздушно-сухом состоянии, б — насыщенные этиленгликолем, в — прокаленные при 500—550° С в течение 1—3 час

Небольшая примесь смешанослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового или хлорит-монтмориллонитового (вермикулитового) минерала на общем сильном аморфном фоне отмечена в палагонитизированном

стекле (обр. 5968-1В и 5968-20А) и верхней отбеленной пленке (обр. 5968-1Г) щелочных базальтов со дна Тихого океана. Кроме того, в обр. 5968-20А и 5968-1Г проявляется филлипсит. По данным ИКС, образцы 5968-1В, 5968-1Г и 5968-20А сходны, но довольно сильно отличаются от образцов свежих стекловатых базальтов (5327-А, 5968-20 и 5968-1А). В ИК-спектрах образцов 5968-1В, 5968-1Г и 5968-20А (см. фиг. 2) заметно сужается полоса поглощения (максимум поглощения при 1040 см^{-1}), связанная с валентными колебаниями кремнекислородного тетраэдра SiO_4 . Кроме того, резко возрастает интенсивность и меняется характер полосы поглощения, расположенной в области $3000\text{—}3700\text{ см}^{-1}$. Она имеет два максимума при 3440 и 3560 см^{-1} и позволяет утверждать о наличии в образцах структурной воды.



Фиг. 2. Инфракрасные спектры образцов со ст. 5327 и 5968

Приведенные данные свидетельствуют о слабом

изменении массивных стекловатых лав под действием морской воды. Как правило, глино- и цеолитообразование приурочено лишь к тонким поверхностным пленкам или корочкам на неизменной породе. Несколько глубже этот процесс проходит в палагонитизированном базальте, но и здесь основная масса породы состоит из рентгеноаморфного стекла.

ИЗМЕНЕНИЕ СТЕКЛОВАТЫХ БАЗАЛЬТОВ В УСЛОВИЯХ СЛАБОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ГИДРОТЕРМ

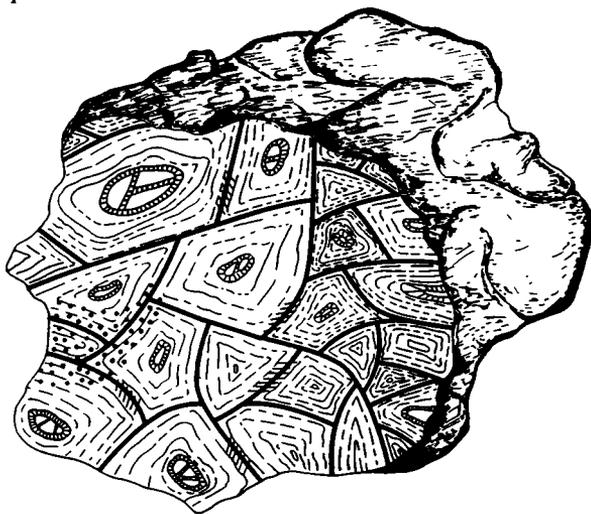
Для выяснения характера взаимодействия базальтов с морской водой в условиях гидротермальных проявлений были изучены образцы на станциях 4577 и 6298-62.

Со ст. 4577 ($26^{\circ}19'$ ю. ш., $90^{\circ}00'$ в. д.) исследовался образец толеитового базальта (см. таблицу), поднятого у восточного подножья Восточно-Индийского хребта с глубины 4800 м (Коржинский, 1962; Безруков и др., 1966). Это эллипсоидальный фрагмент подушечного гиалобазальта, разбитого серией микротрещин на угловатые обломки размером от долей миллиметра до $2\text{—}5\text{ см}$ (Кашинцев, 1975). Зальбанды трещин выполнены плотными белыми корочками (фиг. 3, зона 4), иногда с примесью рыхлого белого вещества.

Строение обломков гиалобазальта зональное. В центре их сохранилось свежее слабоанизотропное стекло (см. фиг. 3, зона 1) с микролитами плагиоклаза (лабрадор-битовнита) и редкими изометрическими кристаллами оливина (Коржинский, 1962). Химический состав породы приведен в таблице. Свежее стекло окружено зональным палагонитом, состоящим из тонко чередующихся концентров бурого и зеленого стекла. Палагонитизация отмечена и по микротрещинам, пересекающим свежее стекло. Участками палагонитизированное стекло замещено фосфатом (см. фиг. 3, зона 6). Фосфатизация стекла — несомненное свидетельство поствулканических гидротермальных проявлений в районе излияния

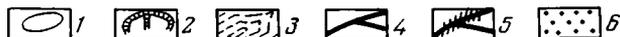
базальтов. Абсолютный возраст гиалобазальта, по данным калий-аргонового метода, 50—60 млн. лет (Безруков и др., 1966).

По данным дифрактометрии, палагонитизированное стекло (зоны 2 и 3, см. фиг. 3) состоит в основной своей массе из аморфного вещества и небольшой примеси смешанослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового и хлорит-монтмориллонитового (вермикулитового) вещества (фиг. 4). В образцах зоны ритмически зонального палагонита (зона 3, обр. 4577/3 и 4577/4) на дифрактограммах появляется слабый 7 Å-рефлекс, который свидетельствует о появлении цеолита (см. фиг. 4); последнее подтверждается фотографиями, полученными на сканирующем микроскопе.



Фиг. 3. Схематический разрез глыбы гиалобазальта со ст. 4577

1 — свежее стекло; 2 — буровато - коричневый палагонит, замещающий по трещинам свежее стекло (обр. 4577/2); 3 — зона ритмически зонального палагонита (обр. 4577/3 и 4577/4); 4 — трещины, выполненные цеолитами (обр. 4577/5); 5 — трещины, выполненные цеолитами и дернитом (обр. 4577/6); 6 — зона сылошной фосфатизации стекла (обр. 4577/7 и 4577/7А)



Инфракрасные спектры, полученные с образцов 4577-2, 4577-3 и 4577-4, близки к ИКС обр. 5968-20А, 5968-1В и 5968-1Г. В этих образцах также обнаружено большое количество структурной воды по наличию на ИК-спектрах широкой интенсивной полосы поглощения с максимумами при 3440 и 3580 $см^{-1}$ (фиг. 5). Для рентгенодифрактограмм этих образцов характерны широкие рефлексы в области 4,5; 3,3 и 2,6 Å (см. фиг. 4). Подобные ИК-спектры и рентгенодифрактометрические картины были получены нами ранее при изучении центральных частей палагонитизированных глобуль из глыбы гиалокластической брекчии с подводного вулкана (ст. 6298) (Курносов и др., 1976).

Постепенный характер изменения палагонитизированного стекла с формированием глинистых минералов и цеолитов хорошо прослеживается с помощью сканирующего микроскопа. На серии фотографий (фиг. 6, а, б) видно, как на гладкой поверхности аморфного зеленого палагонита образуются овальные участки с изъеденной поверхностью или вздутия стекла и его дальнейшее отшелушивание, с формированием веерообразных чешуек, по-видимому, еще аморфного стекла. По сколам и в трещинах бурого палагонита (см. фиг. 6, в) видна изъеденная ноздреватая поверхность стекла, на которой при большом увеличении проявляется колломорфная структура коллоидной массы с кружевоподобными глобулями — «ежиками» (см. фиг. 6, г). По данным дифрактометрии, эти глобули соответствуют смешанослойным глинистым минералам.

На некоторых снимках среди колломорфной массы глинистого вещества появляются кристаллы цеолитов, по-видимому, являющиеся более

поздними образованиями. В пользу этого свидетельствует отсутствие цеолитов в палагонитизированном стекле микротрещин, развитых в свежем стекле (см. фиг. 3, зона 2). Сплошная цеолитизация стекла устанавливается по краям трещин, пересекающих глыбу гиалобазальта. Корочка плотного белого вещества, взятая с поверхности одной из трещин (обр. 4577/5), практически целиком состоит из филлипсита (см. рис. 4 и 6, *д*). На дифрактограммах образца (4577/5) присутствуют все рефлексы, принадлежащие этому минералу (Брек, 1976), особенно четко выделяются отражения 7,03 и 3,16 Å. Химический состав филлипсита следующий (обр. 4577/5; анализ получен в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР):

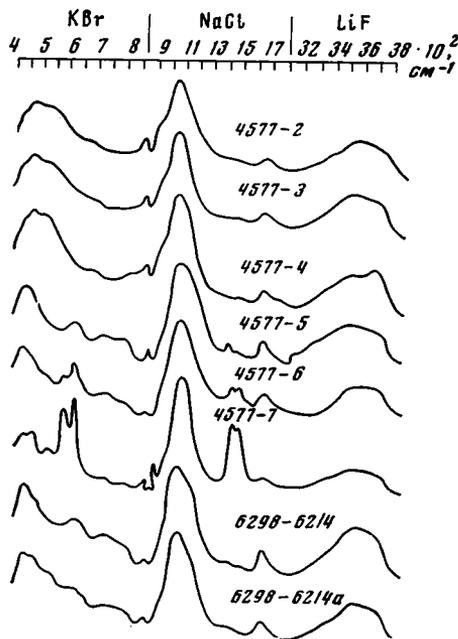
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
54,40	0,33	16,71	1,10	0,93	0,02	следы
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
1,07	1,57	4,17	7,39	11,53	0,29	99,51

Небольшая примесь глинистого минерала улавливается по отражению около 12 Å на дифрактограммах воздушно-сухих препаратов.

В некоторых трещинах наряду с филлипситом появляется фосфат. В обр. 4577/6 кроме филлипсита и слабо выраженных рефлексов монтмориллонита, по данным дифрактометрии и ИКС, отмечено присутствие

минерала группы апатита (см. фиг. 4, 5 и 6, *е*). Рентгеновский спектр 3,43; 3,04; 2,78; 2,73; 2,67; 2,61 Å позволяет отнести его к дерниту (Na-фторапатиту).

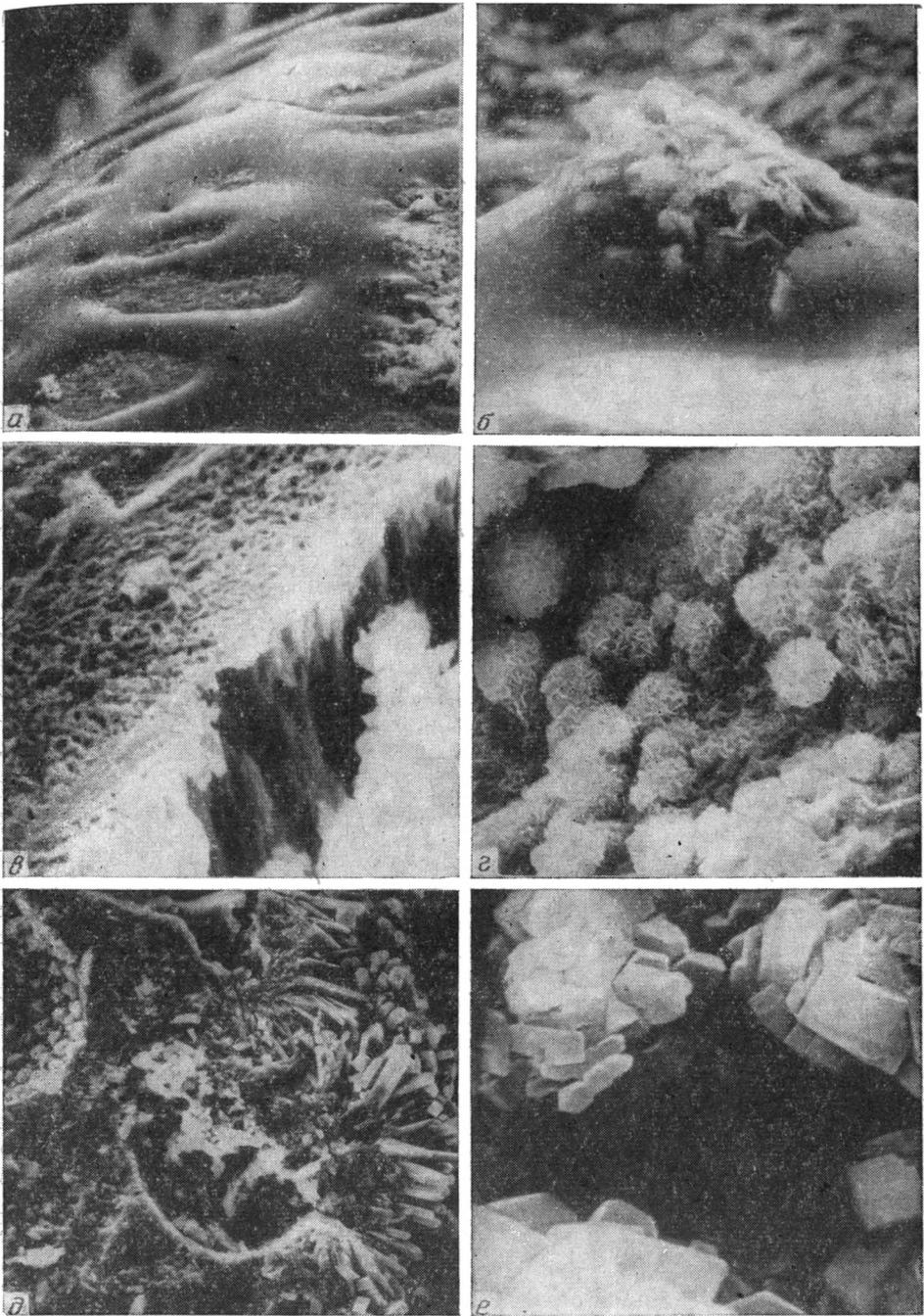
Наибольшего развития дернит достигает в зонах сплошной фосфатизации палагонитизированного стекла. Кроме уже отмеченных выше рефлексов, на дифрактограмме обр. 4577/7 регистрируются дальние его порядки: 2,49; 2,28; 2,23; 2,09; 2,06; 1,93; 1,83 Å и т. д. (см. фиг. 4). По данным химического анализа, содержание фтора в обр. 4577/7 составляет 2,30%. Апатит отчетливо регистрируется на ИК-спектре полосами с максимумами поглощения при 580, 610 и 1060 см⁻¹ (см. фиг. 5). Небольшая примесь карбоната в обр. 4577/7 устанавливается по наличию в ИК-спектре полос поглощения при 870 и около 1440 см⁻¹. На рентгенодифрактограмме видны небольшие рефлексы филлипсита и смешанослойного гидрослюда-монтмориллонитового (вермикулитового) минерала. Для одного из образцов,



Фиг. 5. Инфракрасные спектры образцов со станций 4577 и 6298

взятых из зоны фосфатизации стекла (обр. 4577/7_а), на рентгеновских дифрактограммах установлены четкие рефлексы монтмориллонита (см. фиг. 4).

Базальт из ст. 6298-62 щелочной, оливинный, с зональной раскристаллизацией (см. таблицу). Эта станция находится в южной котловине Тихого океана (22°44' ю. ш., 160°49' з. д.), в депрессии на глубинах 4000—4900 м, к западу от вулканической горы Петелина, в зоне гидротермальных проявлений (Скорнякова и др., 1973). Изученная плитка



Фиг. 6. Электронно-микроскопические фотографии (ст. 4577)

a—*b* — зеленый палагонит: *a* — вспученное палагонитизированное стекло, $\times 300$; *b* — расщепленный выступ вспученного стекла, $\times 6000$; *в*—*г* — бурый палагонит: *в* — изъеденная гофрированная поверхность палагонитизированного стекла, $\times 600$; *г* — коллоидная структура поверхности бурого палагонита с глобулами глинистых минералов кружевного строения, $\times 1000$; *ф* — филиппсит в трещинах среди аморфной бесструктурной массы палагонита, $\times 600$; *е* — дернит, $\times 6000$

базальта сложена сверху вниз изотропным светло-коричневым стеклом с редкими агрегатами радиально-лучистого пироксена, постоянно переходящего в темно-бурое стекло с зародышевой вариолитовой структурой. В базальте беспорядочно рассеяны вкрапленники и гломеропорфировые сростки кристаллов оливина. С поверхности плитка покрыта корочкой трещиноватого палагонита (2—3 мм).

Абсолютный возраст плиток по К—Аг-методу и методу треков спонтанного деления урана — 1,5—1,8 млн лет (Мурдмаа и др., 1975).

В обр. 6228-62/4 и 62/4_a, взятых из зоны палагонитизации, по данным рентгена и ИКС, на преобладающем аморфном фоне четко выделяются рефлексы филлипсита (см. фиг. 4). Кроме того, в них установлена небольшая примесь монтмориллонита (12 А-рефлекс в воздушно-сухом препарате и 17 А-отражение при насыщении образца этиленгликолем) и гидрослюды (9,9 А). Стекло основной массы породы рентгеноаморфно.

Результаты изучения образцов гиалобазальтов, изменение которых происходит под влиянием гидротермальных процессов, свидетельствуют, таким образом, о довольно интенсивной их цеолитизации. Прослежено формирование филлипсита от начальных этапов его зарождения (обр. 4577/3 и 4577/4) до практически полного замещения им исходного стекла (обр. 4577/5, 6298-62/4 и 6298-62/4_a). В некоторых случаях этот процесс сопряжен с фосфатизацией стекла и формированием дернита (обр. 4577/6, 4577/7 и 4577/7_a). Однако цеолитизация не охватывает весь объем базальтового стекла, а приурочена лишь к зонам трещиноватости.

Глинистые минералы фиксируются во всех изученных образцах, но роль их в общем минералообразовании ничтожна. Можно лишь говорить о зачаточных стадиях их формирования. При этом небольшое количество преимущественно смешанослойных минералов наблюдается как в доцеолитовую фазу (обр. 4577/2), так и в моменты интенсивного развития филлипсита.

ВЫВОДЫ

Подводное выветривание стекловатых базальтов приводит к формированию смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых (вермикулитовых) и хлорит-монтмориллонитовых (вермикулитовых) минералов и цеолитов. Процесс их образования протекает крайне медленно независимо от состава и возраста изученных базальтов (толеитовых и щелочных, с возрастом от 1,5—2 до 60 млн лет). В составе новообразований глинистые минералы занимают ничтожный объем и приурочены к тонким корочкам и пленкам на поверхности базальтов.

Несколько шире этот процесс идет в палагонитизированном базальте, где глинообразование протекает во всей зоне палагонитизации, но и в этом случае основу породы составляет рентгеноаморфное стекловатое вещество.

То же самое можно сказать и о формировании цеолитов. Однако уже при слабом гидротермальном воздействии на стекло цеолитизация идет интенсивно, вплоть до практически полного его перехода по трещинам в филлипсит (обр. 4577/5, 6298-62). Иногда этот процесс сопряжен с привнесением фосфатного вещества и формированием дернита (обр. 4577/6 и 4577/7). Глинообразование, так же как и при гальмиролизе, проявляется очень слабо, но здесь наряду со смешанослойными глинистыми минералами формируется монтмориллонит.

Из приведенных данных можно заключить, что вторичное изменение массивных базальтовых вулканических стекол под воздействием придонных океанских вод не может служить сколько-нибудь существенным источником глинистых минералов для образования пелагических глин. Остается считать, что исходным веществом для аутигенного глинообразования на дне океана служат тонко раздробленные и интенсивно измененные уже в ходе извержения гиалокластические продукты.

- Безруков П. Л., Крылов А. Я., Чернышева В. И.* Петрография и абсолютный возраст базальтов со дна Индийского океана.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 2.
- Брек Д.* Цеолитовые молекулярные сита. М., «Мир», 1976.
- Кашинцев Г. Л.* Петрохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов на дне океана.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 2.
- Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трасвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.
- Курносое В. Б., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Шевченко А. Я., Нарнов Г. А.* Морфологически необычные монтмориллониты в продуктах подводного выветривания палагонитизированного стекла.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4.
- Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С.* Новый морфологический тип глубоководных изменений базальтовой лавы.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Прокопцев Н. Г., Мурдмаа И. О.* Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И.* Донные отложения и вулканические породы полигона в Южной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Чернышева В. И.* Петрография и химический состав шаровых лав Центрально-Индийского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.

Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР,
Владивосток
Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
10.V.1977

УДК 551.311.24(571.64)

ОЦЕНКА ХИМИЧЕСКОГО СТОКА И ХИМИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ ХАРАКТЕРНОГО БОЛОТНОГО МАССИВА НА СЕВЕРНОМ САХАЛИНЕ

В. Н. ДИСЛЕР

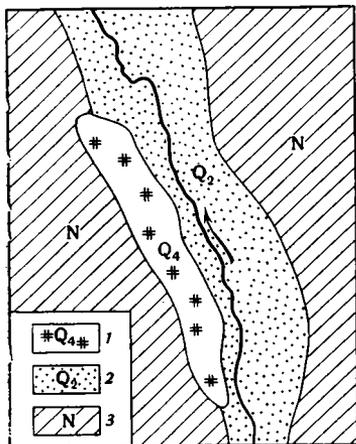
Изучение химического стока и химической денудации по регионам позволяет давать оценку скорости химических преобразований вещества при взаимодействии вмещающих пород с инфильтрационными водами. В этом плане представляет интерес изучение химического стока и химической денудации болотного массива. Воды, насыщающие болотный массив, наряду с геохимически активной биомассой, являются главными агентами разрушения горных пород, обеспечивающими и химический вынос. Массоперенос в условиях болотного массива, с одной стороны, формируется в среде высокой химической и биохимической активности (рН до 3,8, Eh до +250 мв при наличии свободного кислорода до 4—8 мг/л, повышенных содержаний органических веществ до 70 мг/л и выше и CO₂ до 40 мг/л); с другой стороны, химический сток ограничен весьма низкой водоотдачей, которая значительно снижает возможности выноса химических компонентов.

Реальные условия оценки масштабов выноса и химической денудации существуют для четко оконтуренных, единых в литолого-фациальном плане участков с хорошо изученными гидрогеологическими условиями.

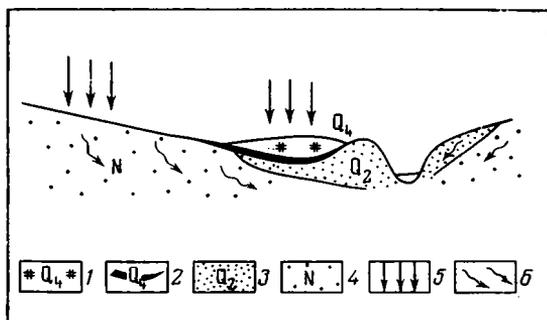
В качестве типичного был изучен торфяной массив в левобережье р. Большая Нельма в Охинском районе Северного Сахалина (Атлас..., 1967) на площади 13,4 км². Массив расположен в центральной части Нижненьминской депрессии, сложенной песчано-глинистыми отложениями плиоцена. Центральная часть депрессии выполнена среднечетвер-

тичными песками, реже суглинками и супесями предположительно морского генезиса.

Центральное положение в депрессии, сохранившей унаследованную тенденцию к прогибанию на современном этапе развития, четкий контур, общая конфигурация и размеры, соизмеримые со смежными тектоническими структурами, делают достаточно аргументированным представление об эрозионно-тектоническом происхождении «чаши» торфяного массива. В пользу этого свидетельствуют и хорошо выраженные мощности



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Геологическая схема района болотного массива р. Большая Нельма
1 — торфяной массив голоценового возраста, 2 — среднечетвертичные пески и суглинки, 3 — неогеновые пески

Фиг. 2. Схематический геолого-гидрогеологический профиль вкрест простираения долины р. Большая Нельма

1 — торфяной массив, 2 — глинистая водоупорная прослойка, 3 — среднечетвертичные песчаные отложения, 4 — неогеновые песчаные отложения, 5 — атмосферные осадки, 6 — инфильтрационные воды

торфа, последовательно увеличивающиеся по центру массива от 2—2,5 м на юге до 4—4,5 м на севере. На западе торфяной массив примыкает к пологому склону (крутизна 8—10°) Волчинской антиклинали, выраженной в рельефе в виде плавного поднятия, а на востоке — отделен узким водоразделом, сложенным среднечетвертичными песками, от р. Большая Нельма (фиг. 1). Регрессивная эрозия в 11 пунктах пререзает эту естественную перемычку, открывая путь стоку болотных вод в направлении р. Большая Нельма.

В отличие от обрамления болотного массива, выполненного хорошо фильтрующими, водопроницаемыми песками, ложе его сложено глинисто-алевритовой массой, практически водонепроницаемой, чем и объясняется формирование здесь болотного массива. Более 90% всей площади массива относится к олиготрофному типу болот и только прибортовая полоса, примыкающая к минеральному ложу, переходит в мезотрофный и евтрофный типы. Таким образом, слабые уклоны рельефа в минеральном обрамлении и высокая фильтрационная способность слагающих его песков обусловили активную инфильтрацию вод периферии. Напротив, низкие фильтрационные свойства как самой торфяной массы, так и в особенности подстилающего его глинистого ложа определили значительное скопление влаги. Такие условия исключают подпитывание торфяного массива со стороны периферийных участков и исключают потерю болот-

ных вод через минеральное ложе (фиг. 2). Данные условия позволяют также ограничить область водного питания массива в безморозный период его собственным контуром.

Высказанные представления о строении и характере питания болотного массива Большой Нельмы позволяют значительно упростить уравнение водного баланса, которое в общем виде для болотного массива имеет следующий вид:

$$X - Y_1 - Y_2 + Y_3 + Y_4 + Y_5 - E + \Delta W \pm \eta = 0, \quad (I)$$

где X — количество атмосферных осадков, Y_1 — сток по вытекающим с массива водотокам, Y_2 — горизонтальный сток по деятельному слою болота, поступающий на суходол рассредоточенным потоком, Y_3 — приток на болото поверхностных вод со склонов суходолов, Y_4 — приток грунтовых вод по водоносным горизонтам, выклинивающимся в торфяную залежь на границе болота; Y_5 — вертикальный водообмен торфяной залежи с подстилающими ее минеральными грунтами ($Y_5 \geq 0$), E — суммарное испарение, ΔW — изменение влажности в деятельном слое болота ($\Delta W \geq 0$); η — остаточный член уравнения, или невязка баланса. В упрощенном виде, в случае, характерном для массива Большая Нельма, уравнение водного баланса можно представить так:

$$X - Y - E \pm \eta = 0, \quad (II)$$

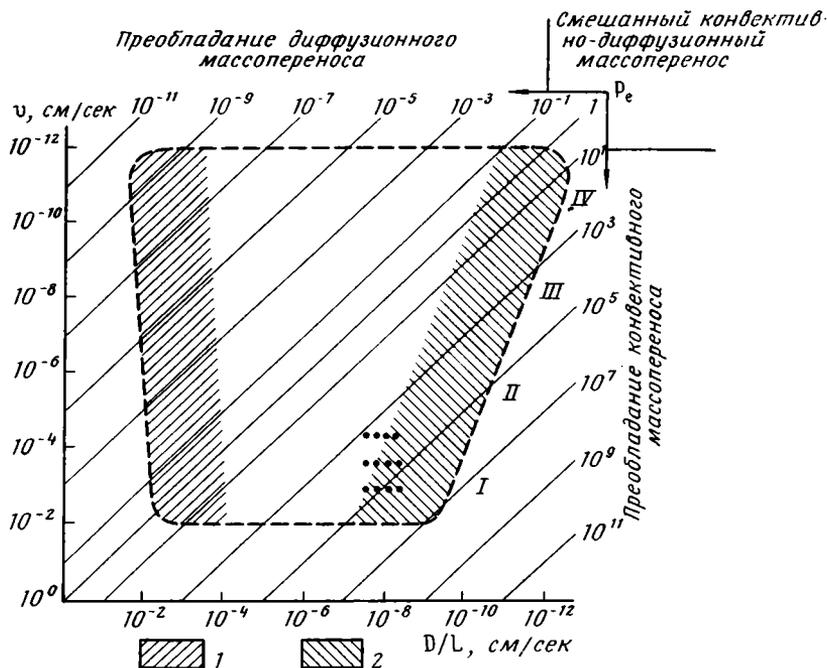
где X — количество атмосферных осадков за безморозный период (450 мм; см. Справочник по климату..., 1971); Y — учетный сток с болотного массива (473 л/сек), определенный путем замера расходов водотоков, дренирующих болотный массив (замеры выполнены гидрологической вертушкой Г-99), E — испарение за безморозный период (100 мм; Справочник по климату..., 1971); η — невязка водного баланса (—21 л/сек, 5% общего стока).

Следует учесть также режим сезонного промерзания и оттаивания массива. Продолжительность безморозного периода достигает 4 месяцев. Таким образом, весеннее снеготаяние и поверхностный сток со смежных площадей проходят через болотный массив, не оказывая существенного влияния на процессы химической денудации ложа и бортов котловины.

Содержание и масштабы выноса основных компонентов вод болотного массива р. Большая Нельма за безморозный период

Состав вод и масштабы выноса компонентов	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe _{общ}	SiO ₂	Всего
Среднее содержание компонентов в болотных водах массива Б. Нельма, мг/л	9,32	7,62	5,66	2,50	1,84	5,67	0,73	1,07	8,83	43,24
Средний состав атмосферных осадков за безморозный период, мг/л	6,08	1,92	4,19	0,68	0,65	3,13	0,47	—	2,03	19,15
Средний состав компонентов, выносимых с болотного массива Б. Нельма, мг/л	3,24	5,70	1,47	1,82	1,19	2,54	0,26	1,07	6,8	24,09
Вынос компонентов с площади массива 13,4 км ² в мг/сек	1533	2696	695	861	563	1201	123	506	3216	11 395
Модуль химического стока, г/сек·км ²	0,11	0,2	0,05	0,06	0,04	0,09	0,01	0,04	0,24	0,85

Данные о масштабах выноса различных компонентов водами, стекающими с массива Большая Нельма, приведены в таблице. Кроме того, приведены данные средних содержаний различных компонентов в атмосферных осадках за теплый период года по среднемесячным данным (Ежемесячные данные..., 1970) и данные о составе вод рассматриваемого массива.



Фиг. 3. Схема распределения полей преобладания конвективного и диффузионного режимов массопереноса в координатах скорости движения подземных вод (v , см/сек) — коэффициент массопереноса (D/L , см/сек)

1 — поле, характеризующее массоперенос в пределах геологических структур межпорового пространства горных пород; 2 — поле, характеризующее массоперенос в пределах геологических структур, соизмеримых с мощностью диффузионной зоны, образующейся за время ее существования. Гидродинамические зоны: I — активного водообмена, II — сравнительно активного водообмена, III — замедленного водообмена, IV — весьма замедленного водообмена

Выполненные расчеты, результаты которых сведены в таблицу, показывают, что модуль химического стока за безморозный период составляет $0,85 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$, что несколько больше модуля подземного химического стока для данного региона ($0,75 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$), определенного Ф. А. Макаренко и В. П. Зверевым (1970_а).

Однако принимая во внимание глубину и продолжительность промерзания северных болот Сахалина (за 8 месяцев — $1,5\text{—}2 \text{ м}$), приходится в годовом цикле в 3 раза уменьшить полученную цифру. Модуль химического стока с болотного массива Большая Нельма, таким образом, составляет $0,28 \text{ г/сек} \cdot \text{км}^2$.

Показатель химической денудации рассчитан по формуле

$$h = \frac{qT}{\rho_T}$$

где h — показатель подземной химической денудации (в см за 1000 лет),

q — модуль подземного химического стока ($г/сек \cdot см^2$), ρ_T — средняя плотность осадочных пород верхней части земной коры ($2,4 г/см^3$), T — время (1000 лет).

Для рассмотренного болотного массива величина $h=0,35 см$, что более чем в 2 раза ниже показателя подземной химической денудации, полученного для региона в целом (Макаренко, Зверев, 1970_б). С точки зрения продолжительности существования болотного массива, оцениваемой по мощности накопления торфа в 3000—4000 лет, масштабы химической денудации не играют существенной роли в формировании рельефа ложа массива, которое образовано прежде всего эрозионно-тектоническими процессами. Следует иметь в виду, что для южных районов Сахалина при меньшей глубине и продолжительности промерзания эта величина может несколько возрастать.

Поскольку вынос таких компонентов, как Fe, Al, SiO₂ и др. (Лукашев, 1971), происходит в условиях болотных массивов за счет разрушения породообразующих минералов минеральных прослоек, окраин и ложа массива, представляет интерес выяснение механизма их миграции. При этом ряд компонентов образует сложные комплексные соединения.

Низкие фильтрационные свойства торфа при высокой влагонасыщенности создают специфические условия массопереноса, в котором определенную роль играют процессы диффузии (преимущественно в придонной части массива).

Выяснение роли диффузионного и конвективного массопереноса выполнено по графику, предложенному В. П. Зверевым (1972) и приведенному на фиг. 3. Из графика следует, что в безморозный период в основной массе торфяника преобладает конвективный массоперенос. Время формирования структуры торфяника, как уже отмечалось, принималось по мощности торфонакопления в 3000—4000 лет, а коэффициенты фильтрации — от $1,7 \cdot 10^{-3}$ до $9,3 \cdot 10^{-5} см/сек$ в зависимости от состава растительных остатков и степени их разложения (Иванов, 1953).

В целом, несмотря на значительные масштабы выноса различных компонентов в безморозный период, превышающие среднегодовые величины выноса по региональным оценкам, для рассматриваемого массива при ограниченном во времени режиме стока модуль химического стока и масштабы химической денудации уступают общерегиональным, хотя и имеют тот же порядок величин.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Сахалинской области. Главное упр. геодезии и картографии при Совете Министров СССР. М., 1967.
- Ежемесячные данные по химическому составу атмосферных осадков. Главное упр. гидрометеорологической службы СССР. Л., 1970.
- Зверев В. П. О механизме массопереноса растворенного вещества в верхних частях земной коры. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 6.
- Иванов К. Е. Гидрология болот. Л., Гидрометеоздат, 1953.
- Лукашев К. И. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П. Подземный химический сток на территории СССР. Литол. и полезн. ископ., 1970_а, № 6.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П. О подземной химической денудации на территории СССР. — Докл. АН СССР, 1970_б, т. 192, № 2.
- Справочник по климату СССР, вып. 34. Сахалинская обл. Метеорологические данные за отдельные годы. Л., Гидрометеоздат, 1971.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
15.III.1977

О ФОСФОРИТНОСТИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА КМА

Н. А. СОЗИНОВ, В. А. КАЗАНЦЕВ

В районе Курских магнитных аномалий широко распространены углеродистые терригенные и терригенно-карбонатные отложения тимской свиты, выполняющие ядровые части крупных синклиновых структур: Тим-Ястребовскую, Рыльскую и др. (фигура).

Сведения о фосфоритности углеродистых отложений тимской свиты в литературе отсутствуют. В 1973 г. нами впервые была установлена повышенная (до 1,5—3,8% P_2O_5) фосфоритность углеродистых сланцев и углеродистых алевролитов тимской свиты. Проведенное затем специальное изучение фосфоритности тимской свиты, распространенной в пределах Тим-Ястребовской и Рыльской структур, позволило установить повышенную (до 1,5—4% P_2O_5) фосфоритность части разреза свиты и выявить ряд прослоев фосфоритов с содержанием P_2O_5 от 4,5 до 12,26%.

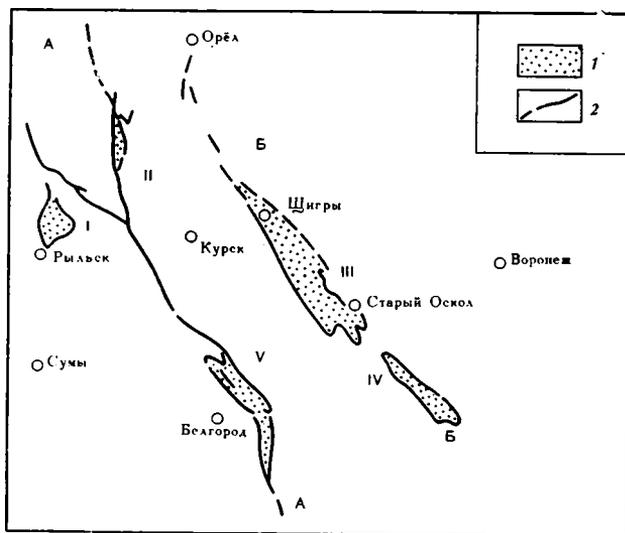
По существующим в настоящее время стратиграфическим схемам протерозойских образований Воронежского массива, отложения тимской свиты относятся к верхней подсерии оскольской серии нижнего протерозоя (Решение редколлегии по докембрию ТГУЦР, 1976 г.). Отложения свиты сложены преимущественно углеродисто-сланцевыми, углеродисто-сланцево-фосфатными сланцами, углеродистыми кварцевыми алевролитами, олигомиктовыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, фосфатными и марганцовистыми карбонатными породами и др. Общий цвет почти всех пород темно-серый или черный из-за высокого (от 0,2 до 5—8%) содержания углеродистого вещества, представленного, по данным электронной микроскопии, графитом. Степень метаморфизма пород невысокая и обычно соответствует фации зеленых сланцев. Мощность свиты не менее 1000 м, а возможно, составляет 2000 м (Голивкин, 1967). Залегание пород крутое и сложноскладчатое. Мощность перекрывающего осадочного платформенного чехла в этом районе колеблется от 120 до 220 м.

Полный разрез свиты в настоящее время изучен слабо, поэтому все приводимые ниже сведения о фосфоритности пород даны по отдельным разрозненным скважинам, расположенным по профилю вквосте простирания Тим-Ястребовской структуры и удаленным друг от друга иногда на многие сотни и даже тысячи метров. Фосфорсодержащие породы в пределах ядра структуры вскрыты в скважинах 3051, 3088, 3063, 3052, 3054, 3053, 3066 и др. и характеризуют лишь часть разреза свиты. Строение разреза тимской свиты во многих скважинах примерно аналогичное — это ритмично-слоистое чередование различных типов перечисленных выше пород, во многом напоминающее по внешнему облику ритмично-слоистое строение нижележащих толщ железистых кварцитов курской серии. Отличие заключается в том, что вместо железистых прослоев, сложенных минералами группы железа, залегают тонкие прослои фосфоритов или повышенно-фосфатных пород с образованием своеобразного «фосфатного джеспилита». Повышенно-фосфатные прослои часто образуют сгущения с образованием пачек пород мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, в которых количество таких прослоев достигает 40—70% от общей мощности пачки. Такие фосфатные пачки пород со средним содержанием P_2O_5 1,5—3% чередуются с менее фосфатными пачками смешанного литологического состава примерно такой же мощности, в которых слои и прослои с повышенным содержанием фосфора играют уже подчиненную роль.

Так, например, скважина 3063 глубиной 676 м, пройденная на юго-западном крыле Тим-Ястребовской структуры, вскрыла часть разреза тимской свиты мощностью около 250 м, из которой повышенно-фосфатные породы составляют 120—140 м и состоят из семи пачек мощностью от 7 до 35 м. Каждая из выделенных пачек характеризуется литологическим своеобразием как повышенно-фосфатных слоев, так и разделяющих их менее фосфатных прослоев.

Схема распространения повышенно-фосфоритоносных протерозойских отложений КМА

1 — районы распространения фосфоритоносных отложений протерозоя тимской свиты; 2 — разломы. *Грабен-синклинозные зоны:* А—А — Белгородско - Михайловская; Б—Б — Алексеевско - Воронцовская. *Синклинозные структуры:* I — Рыльская; II — Михайловско - Новояртинская; III — Тим-Ястребовская; IV — Вологовская; V — Белгородская



В верхней фосфатной пачке (интервал 230—250 м, истинная мощность 10 м) фосфатные слои мощностью 1—3 см тонко переслоены с повышенно-марганцовистыми углеродистыми тремолитовыми карбонатными породами и тонкими (1—2 см) слоями повышенно-фосфатных кварцевых алевролитов или углеродисто-фосфатных сланцев. Фосфоритовые слои представлены тонкополосчатыми разновидностями, состоящими из ритмично переслаивающихся тонких (1—5 мм) прослоев фосфорита (P_2O_5 до 10—12%), имеющих разную цветовую окраску от светло-серого до черного в зависимости от состава и содержания цементирующего и углеродистого вещества. Фосфаты представлены мельчайшими (0,01—0,1 мм) зернами — пеллетами (Бушинский, 1966) округлой формы, сцементированными в прослоях светло-серого цвета кварцем алевритовой размерности. В прослоях темно-серого и черного цвета фосфатные пеллеты погружены в фосфатизированный глинисто-углеродистый материал. Электронно-микроскопическое изучение пеллетов показывает, что они сложены тонкокристаллическим апатитом. Среднее содержание P_2O_5 невысокое и составляет 2,5—4,5% из-за наличия большого количества «разбавляющего» кварцевого материала.

Аналогичное строение имеет и четвертая пачка фосфатных пород, залегающая на глубинах 376—410 м (истинная мощность 18—20 м). Разделяющие, менее фосфатные пачки состоят из ритмично чередующихся слоистых углеродистых сланцев, углеродистых, повышенно-марганцовистых (до 1—5% Mn) тремолитовых карбонатных пород и относительно редких и маломощных (1—3 см) прослоев углеродистых пеллетовых фосфоритов.

Вторая фосфатная пачка (интервал 300—314 м, истинная мощность 7 м) сложена преимущественно из переслаивающихся фосфатизированных и марганцовистых (Mn 1—3%) тремолитовых карбонатных пород с тонкослоистыми углеродистыми пеллетовыми фосфоритами. Среднее содержание P_2O_5 2,5—4,5%.

Иное строение имеют третья, пятая и шестая фосфатные пачки (соответственно интервал 345—360 м, истинная мощность 10 м; 463—501 м, истинная мощность 20 м и 533—562 м, истинная мощность 17 м). В этих пачках отмечается тонкое ритмичное чередование прослоев (0,4—0,5 см) углеродистого пеллетового фосфорита (P_2O_5 — 5—7%) с прослоями (0,3—0,4 см) линзовидно-слоистого фосфорита (P_2O_5 — 4—7%) на кварцевом цементе тонкоалевритовой размерности и прослоями (0,5—0,6 см) олигомиктового кварцевого алевролита, в слабой степени фосфатизированного (P_2O_5 0,15—0,75%). Иногда отмечаются тонкие (0,3—1,0 см) прослой углеродистого фосфорита в переслаивании с тонкими (0,4—1,0 см) тремолитовыми марганцовистыми известняками. Чаще же фосфориты указанных пачек обладают тонкослоистым строением, обусловленным чередованием тончайших (0,1—0,2 мм) прослоев углеродистых фосфоритов с такими же прослоями кварцевого материала с образованием тонкой двучленной ритмичности типа варвов (Дафф и др., 1971).

Особенностью описываемых пачек пород является присутствие большого количества (до 20—30%) сульфидов железа — пирита и пирротина, которые образуют как тонкую послойную вкрапленность, приуроченную в основном к повышенно-фосфатным прослоям, так и секущие прожилки. Количество сульфидов железа резко уменьшается в прослоях, сложенных фосфатными кварцевыми алевропелитами. В брекчированных разностях сульфиды иногда цементируют обломки фосфоритов. Кроме того, в интервале 408—409 м отмечается тонкое ритмичное чередование прослоев (0,5—1,5 см) углеродистых фосфатных сланцев с прослоями (0,3—0,6 см) пирита. Содержание пирита в этом интервале составляет не менее 25—30% от общей массы пород. Прослой пирита залегают согласно слоистости, не выдержаны по мощности, образуют пережимы, смяты в микроскладки и деформированы вместе с прослоями углеродистых сланцев.

Самая нижняя седьмая пачка (интервал 579—647 м, истинная мощность 35 м) состоит из сульфидных ($S_{\text{общ}}$ — 10—15%), местами массивных углеродистых фосфатных (P_2O_5 — 2,5—4,5%) алевролитов мощностью 0,5—1,5 м и разделяющих их углеродистых фосфатных сланцев и алевропелитов. Встречаются редкие маломощные (0,1—0,2 м) слои тонкозернистых олигомиктовых кварцевых песчаников и алевролитов. В этом интервале наряду с прослоями углеродистых брекчиевых и линзовидно-слоистых фосфоритов встречаются прослой фосфоритов с весьма тонким переслаиванием слойков (0,2—0,3 мм) углеродистого фосфорита с тонкими (0,1—0,2 мм) слойками кварцевого алевропелита. В тонкослоистых фосфоритах отмечаются небольшие (2—3 мм) стяжения бурого фосфата эллипсоидальной формы, вытянутые в виде цепочек по слоистости. Кроме того, особенностью фосфоритов нижней фосфатной пачки является большое количество сульфидов — пирита и пирротина, содержание которых достигает на отдельных интервалах 15—20%, иногда больше. Сульфиды железа образуют гнезда, согласные прослой мощностью до 1—2 см, слагают причудливо ветвящиеся секущие прожилки. Кроме того, в небольших количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, валлерит и пентландит (Абакшин и др., 1970).

В других скважинах Тим-Ястребовской структуры, вскрывающих более нижние и верхние части разреза тимской свиты, отмечается примерно такое распределение повышенно-фосфатных пород, какое было описано выше. В скважине 3052, вскрывающей, вероятно, более верхние части разреза свиты, отмечаются две повышенно-фосфатные пачки пород мощностью 12 и 15 м, в которых встречаются прослой фосфоритов 0,5—1,0 м с содержанием P_2O_5 11,68—12,26%. В скважине 3051 выявлены три повышенно-фосфатные пачки мощностью 16,5 и 20 м. Представлены они ритмичным переслаиванием тонких (1—3 см) прослоев фосфоритов (P_2O_5 — 3—6%) с повышенно-фосфатными углеродистыми

сланцами (P_2O_5 — 1,5—3%), алевропелитами и тонкозернистыми олигомиктовыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Среднее содержание P_2O_5 в этих пачках 2,5—3,5%.

Описанные проявления фосфатсодержащих пород приурочены в основном к Тим-Ястребовской структуре. Протяженность структуры 120, ширина до 20 км. Повышенно-фосфатные пачки пород развиты в ядре ее примерно на протяжении 50 км при ширине до 10—12 км. Повышенно-фосфатные породы тимской свиты выявлены также и в пределах Рыльской структуры, удаленной от Тим-Ястребовской структуры на 160 км к западу. Кроме того, аналогичные отложения, очевидно, развиты и в других районах Воронежского кристаллического массива. Все это наряду с большой мощностью фосфоритоносных отложений позволяет полагать, что накопление повышенно-фосфатных отложений происходило в едином крупном бассейне, контуры которого еще полностью не определены, но, вероятно, размеры его достигали многих тысяч километров. Тесная ассоциация углеродистых отложений тимской свиты с фосфоритами подтверждает высказанное ранее утверждение о большой роли углеродистого вещества в накоплении фосфора в раннем и позднем докембрии (Бушинский, 1966; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Сердюченко, Созинов, 1975; Боровская, 1970, и др.).

На данной стадии изученности еще пока нельзя сделать вывод о практической значимости выявленных проявлений фосфоритов, но несомненно, что повышенно-фосфатные отложения тимской свиты или ее аналогов являются перспективным объектом для постановки поисковых и поисково-оценочных работ на фосфориты. Наличие повышенно-фосфатных пород протерозойского возраста в пределах Воронежского массива позволяет высказать соображение о возможном их нахождении в пределах других массивов Восточно-Европейской платформы — Украинском и Балтийском, в аналогичных по составу и возрасту отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакиши Е. М., Казанцев В. А., Кононов Н. Д. и др. Перспективы металлоносности Тим-Ястребовской синклинали КМА.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 7. М., 1970.
- Боровская И. С. Об углеродистом веществе в рифейских фосфоритах Сангилена.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 149, М., «Наука», 1966.
- Голишкин Н. И. Стратиграфия докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии. М., «Недра», 1967.
- Дафф П., Халам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., «Мир», 1971.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 277, М., «Наука», 1975.
- Сердюченко Д. П., Созинов Н. А. Роль организмов и углеродистого вещества в формировании осадочных месторождений докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья,
Москва
Юго-западная Комплексная экспедиция ТГУЦР,
Курск

Дата поступления
5.IV.1977

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ МЕТОДОМ СООТНЕСЕННЫХ ОСЕЙ ЦИРКОНА

М. А. МУРАХОВСКИЙ, Л. Н. КЛЕНИНА, В. Д. ТЯН

Использование минеральных терригенных ассоциаций для целей стратиграфии прочно вошло в практику геологосъемочных работ и специальных тематических исследований по расчленению и корреляции отложений, в особенности неохарактеризованных или слабо документированных палеонтологически.

Для корреляции пространственно разобщенных разрезов, приуроченных к областям со сходными палеогеографическими условиями осадконакопления и к однотипно развивавшимся палеотектоническим структурам, наряду с такими часто используемыми критериями, как типоморфные особенности минералов, их абсолютное количественное содержание и относительное распределение, авторами применен метод соотнесенных статистически обработанных главных осей кристаллов полукатаных и окатанных зерен циркона. Этот метод обнаруживает более надежные коррелятивные признаки по сравнению с методом типоморфных особенностей циркона и анализом сходства и различий минерального состава тяжелой фракции.

Благодаря высокой физической и химической устойчивости, даже в зоне контактового метаморфизма до уровня пироксен-роговообманковой фации, циркон не претерпевает значительных изменений, что позволяет использовать его для корреляции осадочных пород из зоны низких ступеней контактового метаморфизма (Taubeneck, 1957).

Морфологические особенности циркона неоднократно использовались для корреляции как интрузивных комплексов, так и стратифицированных толщ (Poldervaart, 1955, 1956; Чайка, 1962, и др.). Известны положительные результаты использования процентных соотношений коэффициентов удлинения (отношение длины к ширине) для сопоставления изверженных и докембрийских метаморфических пород (Шулешко, Савельев, 1974). Для корреляции осадочных пород, в которых циркон представляет собой аллотигенный минерал, этот метод малозффективен, поэтому авторами использован комплексный метод соотнесенных статистически обработанных главных осей, впервые описанный Ю. Имбре (Imbrie, 1956) для палеонтологических проблем, а позднее примененный А. Альпером и А. Полдерваартом (Alper, Poldervaart, 1957) для корреляции интрузивных пород. В основе метода лежат массовые замеры длины и ширины кристаллов циркона.

В наших построениях были использованы линейные измерения цирконов, произведенные А. В. Лакомовой и Л. Б. Мацюшевской в искусственных шлихах из проб многочисленных детально изученных разрезов условно нижнепалеозойских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений, относящихся к 19 стратиграфическим единицам Рудно-Алтайской, Чарской и Жарминской структурно-формационных зон Зайсанской складчатой системы.

Каждое стратиграфическое подразделение охарактеризовано не менее чем в двух разрезах, удаленных друг от друга от 10 до 25 км в Рудно-Алтайской и от 10 до 120 км в Чарской и Жарминской структурно-формационных зонах. Абсолютное количество проб из одного разреза не менее 10. Отношение количества проб в двух сравниваемых разрезах, как правило, равно 1, но сопоставления допустимы и в тех

случаях, когда число проб одного разреза превышает количество проб из другого разреза не более чем в 2 раза.

Эмпирически установленное минимально необходимое количество замеров кристаллов циркона равно 50. Количество же кристаллов окатанных и полуокатанных зерен циркона в одной породной пробе весом 450—500 г обычно не превышает первых десятков. Поэтому, учитывая, что в коррелируемых разрезах опробовались только однотипные породы, авторы использовали для статистической обработки групповые пробы, объединяющие цирконы из различных пород какого-либо стратиграфического подразделения одного разреза. Это обеспечило больший размер выборки без резкого (более чем в 10 раз) увеличения веса пробы.

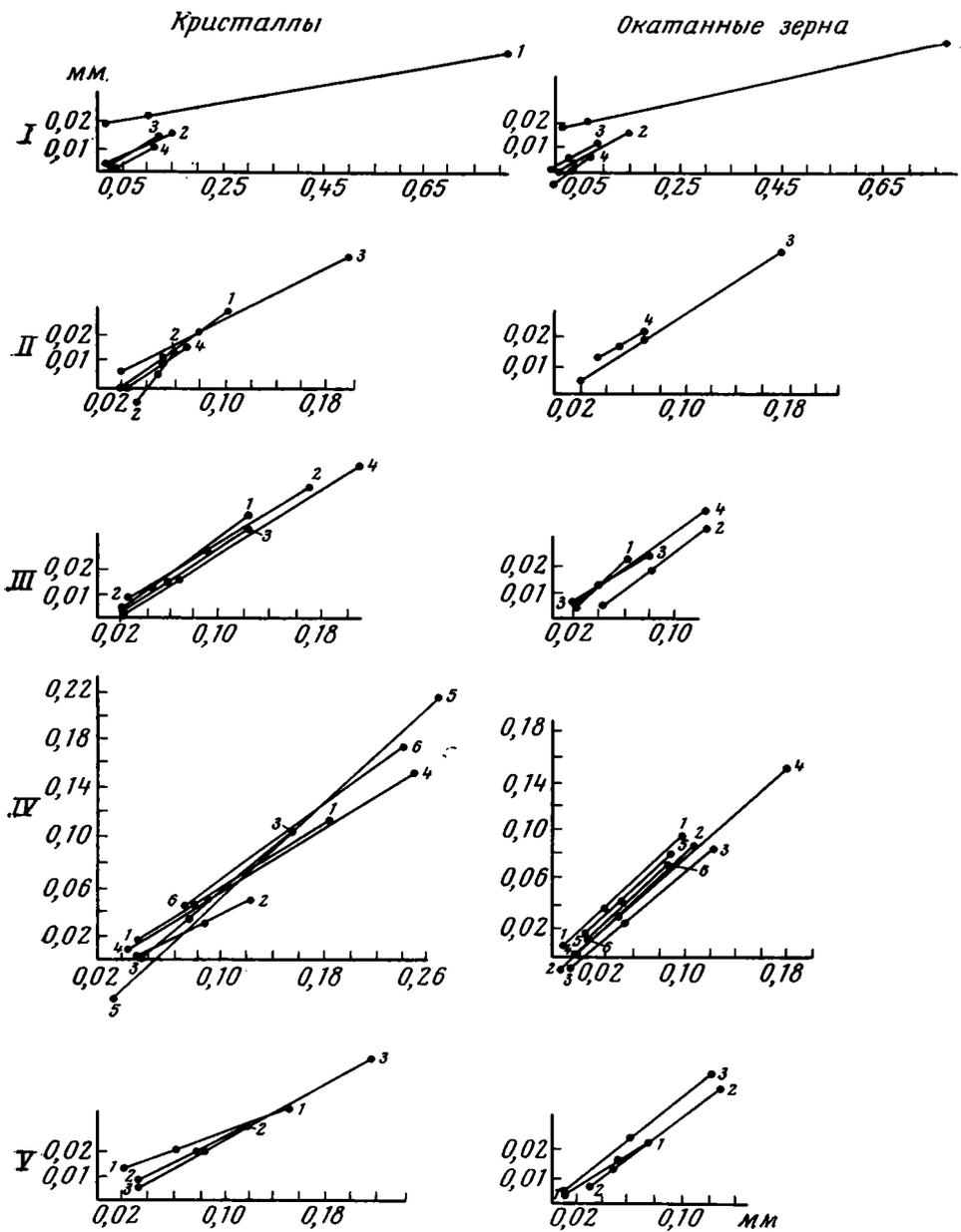
В каждом цирконовом зерне измерялась длина и ширина, а для пробы в целом вычислялось среднее значение длины (\bar{x}), среднее — ширины (\bar{y}), стандартное отклонение длины (S_x), стандартное отклонение ширины (S_y), коэффициент корреляции (r), корреляционное отношение S_y/S_x . Полученные в результате статистической обработки величины приобретают в дальнейшем наглядное визуальное выражение на графике уравнения прямой $\bar{y} = a\bar{x} + b$, где \bar{y} — среднее значение ширины кристалла (зерна) циркона в обработанной пробе, \bar{x} — среднее значение длины, b — отрезок, отсекаемый на оси ординат прямой, проходящей через точку \bar{x} , \bar{y} под углом, тангенс которого равен

$$\operatorname{tg} \alpha = a = \frac{S_y}{S_x}$$

Таким образом, на графиках соотнесенных, статистически обработанных главных осей циркона получаем серию прямых, близких друг к другу или резко отличающихся по длине, отвечающей отрезку, ограниченному максимальными и минимальными значениями длины зерна, уменьшенными на 2,5% (Alper, Poldervaart, 1957), углу наклона к ординате и величине отрезка b (фигура).

Статистическая обработка замеров кристаллов, с одной стороны, окатанных и полуокатанных зерен — с другой, показала незначимые различия в вычисленных для них параметрах в пределах одной групповой пробы, что нашло отражение на демонстрируемых графиках. Возможности метода, таким образом, не ограничиваются в зависимости от форм терригенного циркона. Поскольку в осадочных породах циркон преимущественно аллотигенный, вероятность обнаружения в искусственном шлихе больших количеств ограненных кристаллов невелика. В этих условиях метод применим с использованием в качестве исходного материала только полуокатанных и окатанных зерен, так как достаточно большое количество замеров позволяет получить объективные средние значения величин зерен циркона. Количество и степень окатанности последних в отложениях, слагающих разобщенные разрезы единого стратиграфического подразделения, всегда отражают закономерности, особенности и условия осадконакопления, свойственные только данному подразделению, т. е. с учетом многих других факторов они отражают относительную удаленность бассейна седиментации от источника сноса, скорости захоронения осадка и т. д.

При корреляции двух или более разрезов по соотнесенным, статистически обработанным главным осям, т. е. при визуальном сопоставлении прямых на графиках, основными характеристиками (Alper, Poldervaart, 1957) являются наклон и положение этих прямых друг относительно друга. Сравнение средних значений длины и ширины кристалла (зерна) существенного значения для рассматриваемого метода не имеет, т. е. средняя ширина и длина коррелятивными характеристиками не являются.



Графики соотношенных статистически обработанных главных осей циркона

I. Из зеленосланцевых пород условно нижнепалеозойского возраста: 1 — хр. Проходной Белок, 2 — реки Левая Убинка, Марина, Тихая, 3 — ключ Извезной, 4 — гора Ревнюха. II. 1 — из отложений успешной свиты верхнеэфельского — нижнеживетского подъяруса среднего девона, 2 — шипуновской свиты верхнеживетского подъяруса среднего девона — верхнего девона (реки Левая Убинка, Бутачиха), 3, 4 — алейской свиты верхнего девона (3 — р. Левая Урбинка, 4 — р. Бутачиха). III — 1 — 4 — из отложений верхнеживетского подъяруса среднего девона — верхнего девона (1 — нижней, 2 — верхней подсвиты зырянской свиты в устье р. Хамир, 3 — нижней, 4 — верхней подсвиты соловьевской свиты на Подорловском хребте, у сел Греховка, Соловьево, Солоновка, гора Назар). IV. 1, 2 — из отложений серпуховского яруса нижнего карбона (1 — гора Косумбет, 2 — гора Сарыжал), 3 — коконьской свиты нижневизейского подъяруса нижнего карбона, 4 — франского яруса верхнего девона, 5 — зитенского яруса — нижнеэмского подъяруса нижнего девона, 6 — уинлокского — лудловского ярусов силура. V. 1 — из отложений джайдакской свиты верхнефаменского подъяруса верхнего девона — турнейского яруса нижнего карбона (с. Средигорное), 2 — бабалгынской свиты верхнетурнейского — нижневизейского ярусов нижнего карбона (гора Джангыз-Каик), 3 — нерасчлененного нижнего карбона (урочище Карангой в Нарымском хребте)

Лишь в редких случаях, когда визуальное сравнение не позволяет однозначно определить сходство или различие двух или нескольких соотнесенных главных осей, необходимо вычисление критерия z . Вначале вычисляется стандартная ошибка наклона (σ_a) для каждого разреза или стратиграфического подразделения по формуле

$$\sigma_a = a \sqrt{\frac{1-r^2}{N}},$$

где N — число кристаллов или зерен циркона, r — коэффициент корреляции. Далее для двух прямых z вычисляется по формуле

$$z = \frac{a_1 - a_2}{\sqrt{\sigma a_1^2 + \sigma a_2^2}}.$$

Для исходных соотнесенных главных осей при уровне значимости 0,05 критерий $z \geq 1,96$.

Для получения правильного вывода следует учесть следующий важный момент в методике обработки статистических данных: если при корреляции изверженных пород удовлетворительные результаты возможны только тогда, когда обработке подвергаются цирконы одного генезиса или даже одной генерации (Кашеев, 1971), то при корреляции осадочных пород обязательным условием удовлетворительного результата является включение в сферу статистического изучения только морфологически однотипных цирконов.

Сравнение графиков соотнесенных, статистически обработанных главных осей циркона показывает абсолютное или близкое сходство их из разновозрастных, но пространственно разобщенных разрезов (см. фигуру, графики I—V) и в то же время устанавливается значительное различие для разновозрастных отложений (график II-1,2) даже в пределах одного разреза. Существенно разнятся соотнесенные главные оси, выраженные на графиках прямой, в тех случаях, когда разновозрастные монофациальные отложения представляют собой продукт разных источников сноса, как, например, в разрезах серпуховского яруса в районе гор Сарыжал и Косумбет (фигура, график IV-1, 2), отстоящих друг от друга более чем на 100 км. Различия проявятся и тогда, когда в подсчет групповой пробы одного из разрезов вошли замеры тех морфологических типов циркона, которые в другом разрезе объективно отсутствуют или по ряду субъективных причин не были подсчитаны. Таким примером служат графики для нижнепалеозойских разрезов Рудного Алтая, где для разреза на Проходном Белке специально учтены замеры крупных копьевидных кристаллов, вероятно, вновь образованных в зоне высоких ступеней метаморфизма (см. фигуру, график I-1), а также для алейской свиты верхнего девона (график II-3, 4), различия которых для разрезов по р. Левая Убинка и р. Бутачиха связаны с тем, что для первого в подсчет также вошли замеры циркона удлиненного копьевидного типа, не обнаруженного в искусственных шлихах из проб по р. Бутачихе.

Абсолютно во всех случаях графики демонстрируют хорошую сходимость результатов статистической обработки замеров циркона в кристаллах и окатанных и полуокатанных зернах.

Анализ результатов статистической обработки главных осей циркона из отложений различных разрезов в пределах одной структурно-формационной подзоны или зоны в целом показал, что этот метод позволяет надежно коррелировать стратифицированные толщи в значительно пространственно разобщенных разрезах. Так, полностью совпадают характеристики статистической обработки для разрезов метаморфических образований условно нижнепалеозойского возраста по рекам Левая Убинка, Марина, Тихая. Последние по тем же параметрам

рам хорошо коррелируются с разрезами по ключу Известному и в Ревнюшинской антиклинали. Аномальные для этих образований значения в районе Проходного Белка связаны, как уже отмечалось, со вновь образованными кристаллами в зоне высоких ступеней метаморфизма.

Очень устойчивые различия установлены соответственно для эмских — эйфельских, живецких, верхнедевонских и каменноугольных отложений Рудного Алтая, зигенских — нижнеэмских и франских образований в Жарминской структурно-формационной зоне и силурийских (уинлок-лудловских) в Чарской зоне. Так, четко отличаются шипуновская свита ($D_2gv_2 - D_3fr_1$) от успенской ($D_2ef_2 - gv_1$), а алейская ($D_3fr_2 - fm$) — от шипуновской, джайдакская ($D_3fm_2 - C_1t$) от зырянской ($D_2gv_2 - D_3$), балгынская ($C_1t_2 - v_1$) — от всех остальных и т. д. (фигура, графики I—III, V).

В то же время результаты наших исследований показали, что коррелировать даже бесспорно разновозрастные и фациально близкие образования, но развитые в разных структурно-формационных зонах, нельзя. Более того, в каждой зоне любой из комплексов отложений при всех существенных отличиях все же ближе в какой-то степени к подстилающим и перекрывающим их толщам, чем к разновозрастным образованиям другой зоны. Это еще раз убеждает в том, что единство источников сноса, с учетом других факторов, играет главную роль в формировании сходных по минеральному составу осадков.

Хорошо видно, что попытка применения метода статистической обработки главных осей терригенного циркона для целей стратиграфии дала обнадеживающие результаты. Авторы ограничились некоторыми примерами, иллюстрирующими основные общие положения метода, вытекающие из анализа результатов исследований, которые сводятся к следующему:

1. Для корреляции стратифицированных толщ при отсутствии ограниченных кристаллов циркона метод эффективен с использованием одних только окатанных и полуокатанных зерен.

2. Статистической обработке должны подвергаться замеры морфологически однотипных цирконов. Включение в статистическую обработку замеров циркона, морфологические типы которого были бы не свойственны какому-либо из разрезов, приведет к неверным выводам.

3. Одновозрастные образования, обязанные своим происхождением заведомо разным источникам сноса, по методу соотнесенных, статистически обработанных кристаллов не коррелируются, и, как следствие, возможно решение обратной задачи: установление источника сноса для разновозрастных толщ, различающихся параметрами статистически изученных цирконов.

Безусловно, генетическая сущность всех различий и сходств полученных по этому методу величин пока не изучена в полной мере и требует дополнительных исследований, посвященных специально этому вопросу. Но факт установления эмпирическим путем вышеупомянутых различий и сходств в соотношениях статистических данных позволяет использовать их как корреляционный признак.

ЛИТЕРАТУРА

- Кацеев В. Ф. К вопросу о применимости методики исследования морфологических особенностей аксессуаров для корреляции изверженных горных пород. — В сб.: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971.
- Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород. — Геол. и геофизика, 1962, № 12.
- Шулейко И. К., Савельев А. А. Сохранность обломочного циркона терригенных пород при метаморфизме. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., «Наука», 1974.

- Alper A. M., Poldervaart A.* Zircons from the Animas stock and associated rocks, New Mexico.— *Econ. Geol.*, 1957, v. 52, No. 8.
- Imbrie J.* Biometrical methods in the study of invertebrate fossils.— *Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 1956, v. 108.
- Poldervaart A.* Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks.— *Amer. J. Sci.*, 1955, v. 253.
- Poldervaart A.* Zircon in rocks. 2. Igneous rocks.— *Amer. J. Sci.*, 1956, v. 254.
- Taybeneck W. H.* Zircon in the metamorphic areole of the Bold mountain batholith Elkhorn Mountains, northeastern Oregon.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, v. 68, No. 1803.

Алтайская комплексная
геолого-геофизическая экспедиция,
Институт геологических наук АН КазССР,
Всесоюзный научно-исследовательский
институт цветных металлов,
Усть-Каменогорск

Дата поступления
31.V.1977

УДК 549.623.83 : 551.735(571.5)

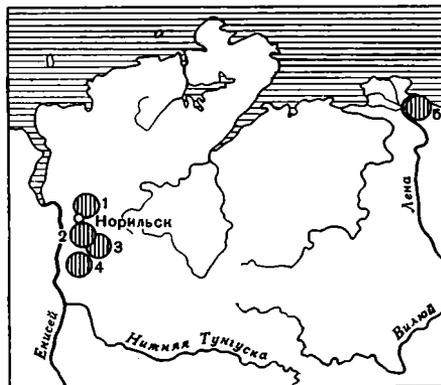
МИНЕРАЛЫ СЕПИОЛИТ-ПАЛЫГОРСКИТОВОЙ ГРУППЫ В ВЕРХНЕМ ДЕВОНЕ И НИЖНЕМ КАРБОНЕ – СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т. А. ДИВИНА, Р. Г. МАТУХИН, О. В. ВААГ

В настоящее время в мощной толще чехла Сибирской платформы имеются лишь единичные находки минералов сепиолит-пальгорскитовой группы. Их можно подразделить на два основных вида. К первому относятся сепиолиты и пальгорскиты, обнаруженные в составе глинис-

Фиг. 1. Схема расположения разрезов с выявленной сепиолит-пальгорскитовой минерализацией

1 — западный берег оз. Пясино (скв. П-15), 2 — р. Фокина, 3 — р. Брус, 4 — р. Курейка, 5 — устье р. Лены



тых фракций верхнекембрийских и верхнедевонских отложений (Писарчик, 1975; Занин, 1965), ко второму — сепиолитовая и пальгорскитовая минерализация, представленная прожилковыми разностями типа горной кожи. Такие образования описаны В. В. Рябовым (1973) в экзоконтакте Талнахской интрузии Норильского района, а также Т. А. Дивиной и Р. Г. Матухиным (1974) в кровле верхнего девона и в нижнем карбоне на территории Фокинской и Пясинской площадей того же района.

Между тем вещественный состав пород фанерозоя свидетельствует о принципиальной возможности присутствия на Сибирской платформе значительных скоплений этого вида минерального сырья. Новые находки сепиолитовой минерализации, сделанные нами в весьма удаленных друг от друга разрезах верхнего и нижнего карбона, подтверждают это (фиг. 1).

Наиболее значительные проявления сепиолита обнаружены в толще (около 40 м) прекрасно фаунистически охарактеризованных известняков верхнего турне, обнажающихся в правобережных обрывах р. Курейки. Залегают они на отложениях люмской свиты верхнего девона и перекрыты пачкой пород, относимых к тундринской свите условно визейского возраста.

Разрез верхнетурнейских отложений на р. Курейке имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Серые массивные известняки тонко- и мелкозернистые, с многочисленными стилолитовыми швами и линзовидными прослоями (2—10 см) узловатых органогенно-детритовых глинистых известняков, несущих на выветрелой поверхности налеты гидроокислов железа и марганца. Местами, особенно в верхней части пачки, узловатые разности превалируют. Мощность 1 м.

2. Известняки темно-серые, тонко- и мелкозернистые, также содержащие линзы органогенно-обломочных разностей. Толщина линз достигает 0,5 м, а сам ракушняковый детрит становится более крупным. Рассеянные обломки ракушки встречаются по всему слою. В нижней части его отмечаются два линзовидных прослоя (по 6 см) глинистых тонкоплитчатых известняков и два прослоя (по 10 см) узловатых известняков. В верхней части слоя хорошо выражены стилолитовые швы, располагающиеся через 2—3 см. Мощность 4 м.

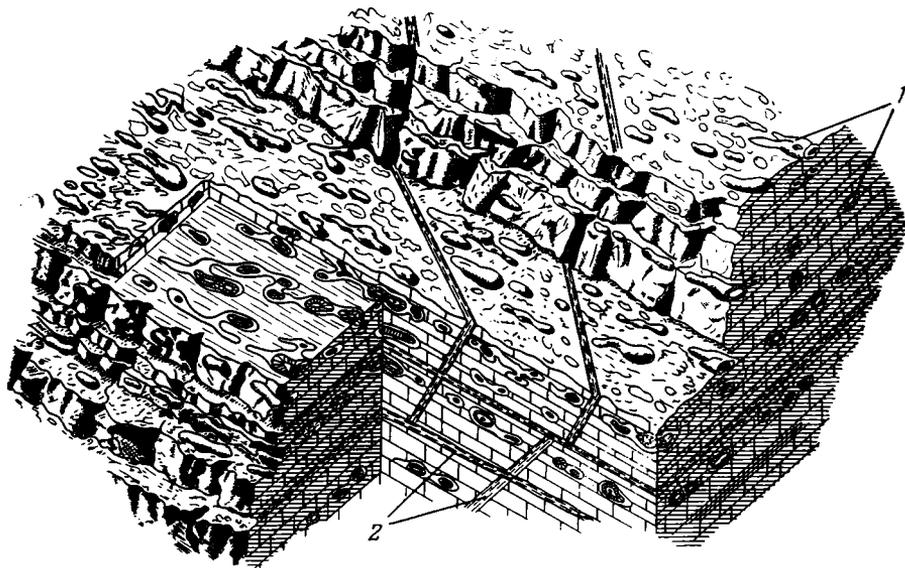
3. Чередующиеся грубоплитчатые, почти массивные и узловатые тонко- и среднеплитчатые темно-серые микрозернистые доломитовые и доломитистые известняки. Узловатые разности характеризуются обилием (через 0,5—1,5 см) стилолитовых швов с черным сажистым материалом на соприкасающихся поверхностях. Грубоплитчатые разности содержат единичные стилолитовые швы, а также остатки раковин, скопления которых расположены в виде линзовидных прослоев толщиной 5—20 см. Породы скрытослоистые, лишь на отрепарированных выветриванием поперечных срезах заметна тонкая горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость. В верхней половине пачки встречены отдельные концентрически-зональные конкреционные образования кремнисто-карбонатного (в основном) состава. Мощность 10 м.

4. Переслоенные микрозернистые и органогенно-обломочные известняки, в разной степени доломитовые, содержащие конкреционные кремнисто-карбонатные образования. Толщина прослоев 0,2—0,5 м. Микрозернистые известняки темно-серые, среднеплитчатые с многочисленными (через 2—3 см) стилолитовыми швами. В средней части слоев отмечается обычно один или несколько прослоев (до 8 см) органогенно-обломочных мелко- или среднезернистых известняков. Эти прослои залегают на нижележащих известняках с резким контактом, а затем вверх по разрезу идет постепенное уменьшение зернистости до появления микрозернистых известняков с единичными остатками фауны.

Конкреционные разности представляют собой сложные образования, состоящие из концентрически-скорлуповатых овально-округлых кремнисто-карбонатных (в основном) конкреций (1—10 см в поперечнике), покрытых с поверхности белыми корками фарфоровидного облика и погруженных в темно-серую микрозернистую карбонатную массу, обтекающую конкреции, расположенные в основном уплощенными сторонами по напластованию. На горизонтальной поверхности эти образования имеют дендритовидную разветвленную форму.

Во всех видах этого слоя на дневную поверхность отмечаются от 5 до 7 прожилков сепиолита (фиг. 2) толщиной от 1,5—2 до 8 см. Сепиолит выполняет также многочисленные мелкие трещинки и трещины отдельности. Часто он встречается вместе с крупнокристаллическим мутным зеленовато-белым кальцитом. Сепиолит образует волокнистые

гибкие агрегаты белого или кремового цвета. Отдельные волокна легко отделяются от общей массы. В увлажненном состоянии минерал приобретает восковидный облик. Местами, в центральной части крупных прожилков, волокнистое строение почти незаметно, характерна неровная бугорчатая поверхность излома минерала. В сухом виде в обнажении сепиолит очень напоминает обломки древесины; возможно, этим и



Фиг. 2. Характер расположения (вне масштаба) конкреционных образований (1) и прожилков сепиолита (2)

объясняется то обстоятельство, что он до сих пор не был описан многочисленными исследователями нижнекаменноугольных отложений этого района.

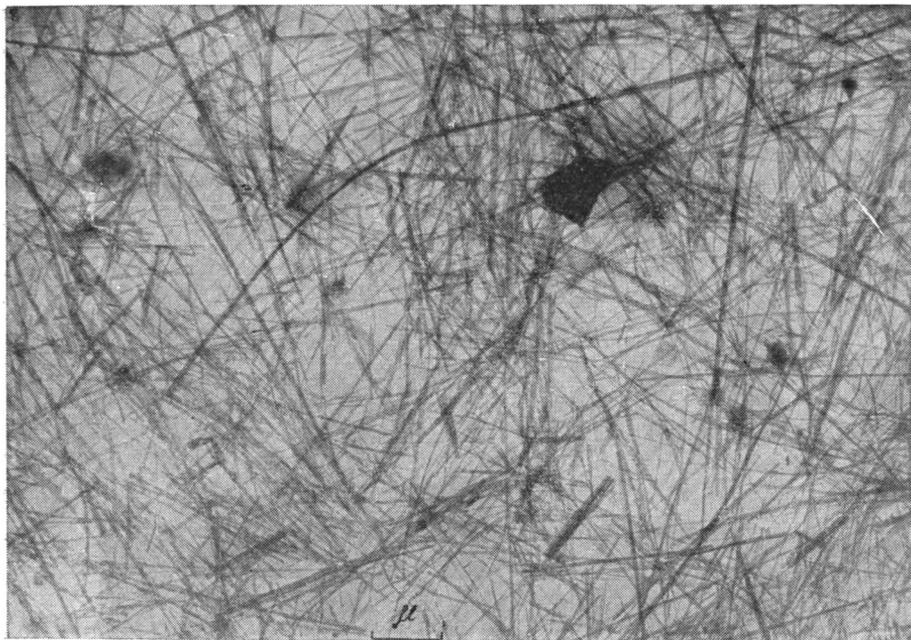
Микроскопическое изучение минерала показало, что он состоит из волокон длиной до 5—10 мкм и шириной до 0,5—1 мкм, показатели преломления: $N_g \sim 1,528$, $N_p \sim 1,513$; $N_g - N_p \sim 0,015$. Погасание прямое, удлинение положительное. Минерал двусный, положительный. Цвета интерференции низкие, желтовато-серые.

Электронно-микроскопические снимки сепиолита приведены на фиг. 3 и 4.

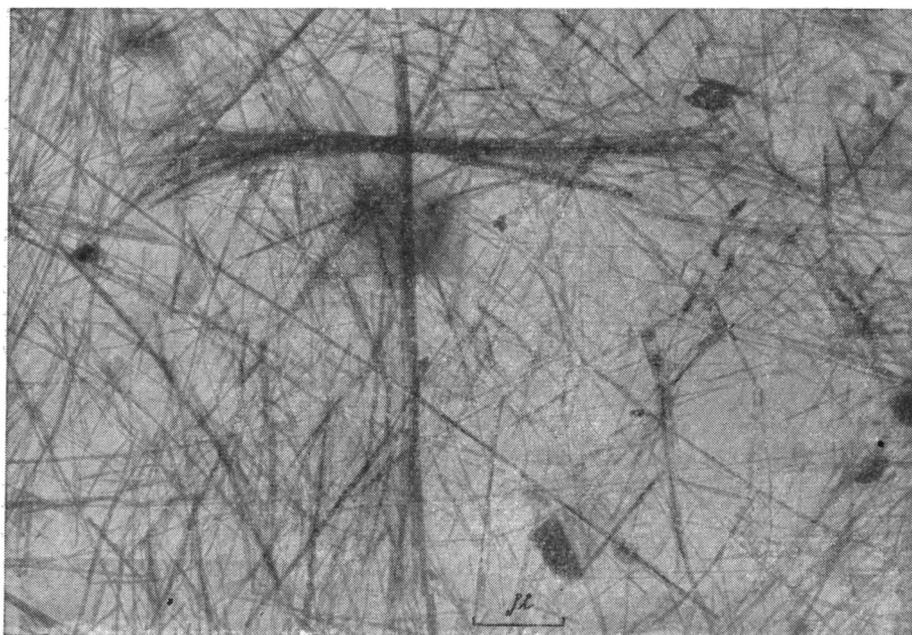
Рентгеноструктурный анализ, произведенный в СНИИГГИМСе М. Ф. Соколовой, подтвердил принадлежность минерала к сепиолитам. Об этом же свидетельствует химический состав сепиолита р. Курейки (нижний карбон), также определенный в СНИИГГИМСе (аналитик М. И. Сотникова).

H ₂ O	П. п. п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	
10,41	9,54	55,59	0,26	Не обн.	0,24	0,1	
P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{вал}	Сумма
0,05	0,04	1,55	22,44	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100,22

Обращает на себя внимание то, что курейские сепиолиты по сравнению с сепиолитами, развитыми в экзоконтакте Талнахской интрузии в Норильском районе (Рябов, 1973); отличаются повышенным содержанием SiO₂. Близкие количества окиси кремния содержат сепиолиты, выделенные в составе глинистой фракции из кембрийских карбонатно-глинистых пород юга Сибирской платформы (Писарчик, 1975), а также се-



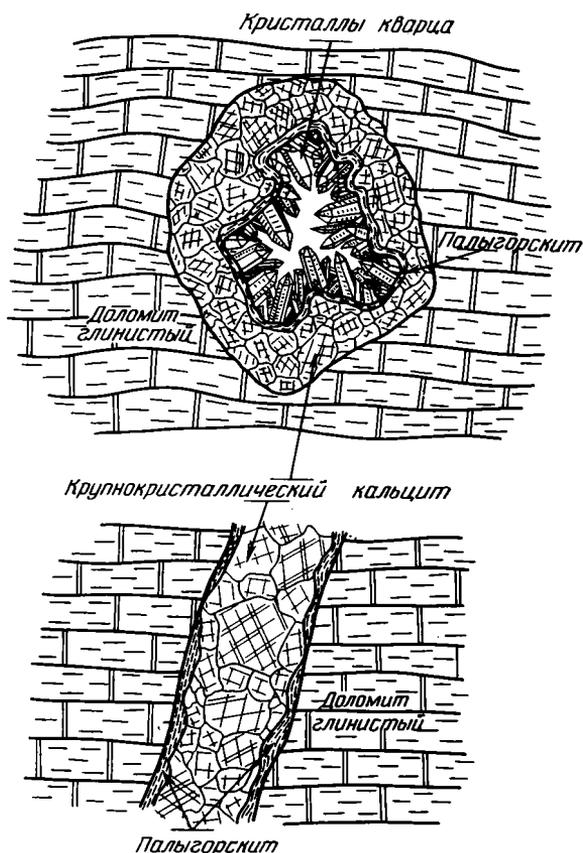
Фиг. 3. Электронно-микроскопический снимок сепиолита из нижнекаменноугольных отложений р. Курейки, $\times 11000$



Фиг. 4. То же, $\times 14500$

пиолиты верхнего карбона, вскрытые скважиной у деревни Лысково на Русской платформе (Ратеев, 1964) и установленные в коре выветривания Урала (Гинзбург, Руковишникова, 1951). Содержания остальных компонентов соответствуют приводимым в литературе.

По характеру выделений сепиолит аналогичен палыгорскиту из отложений нижнего карбона, найденному в 1966 г. в разрезе по р. Фокина (фиг. 5) и в керне скважины на западном берегу оз. Пясино (Дивина, Матухин, 1974). Однако породы курейского разреза содержат сепиолит в гораздо большем количестве.

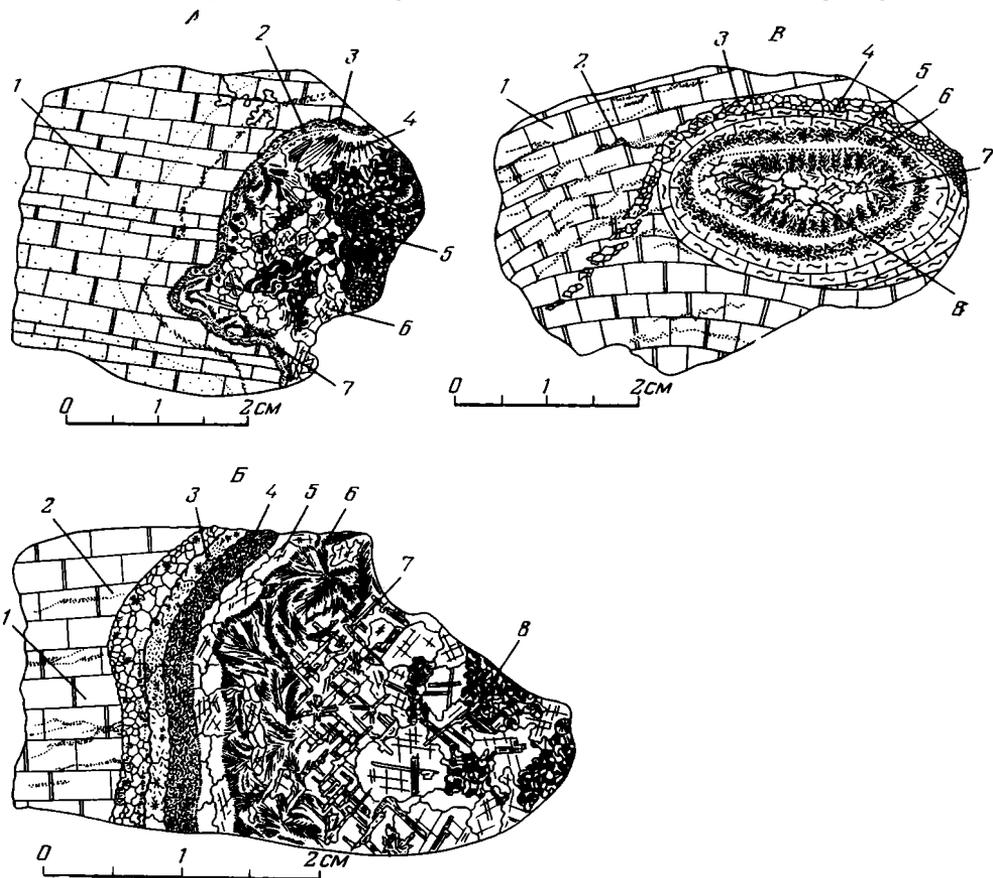


Фиг. 5. Характер выделения палыгорскита в жеодах и по трещинам в тундринской свите в долине р. Фокина. Натуральная величина (Дивина, Матухин, 1974)

В связи с находкой сепиолита интерес приобретают конкреционные образования во вмещающих его карбонатных породах. Изучение их проводилось с помощью микроскопического и рентгеноструктурного анализов. Среди этих образований можно выделить сложенные в центральной части кремнистым материалом, а также магниезальными силикатами (фиг. 6). Между этими крайними членами имеется целый ряд переходных форм, когда в центральной части конкреций в разных соотношениях присутствуют и тот и другой компоненты. Все различия содержат в своем составе доломит и кальцит.

Изучение в шлифах показало, что первоначально конкреции имели кремнистый или карбонатно-кремнистый состав. Замещение кремнистого материала тальком, амфиболами, редко сепиолитом происходит с периферии, так что постепенно и внутренняя часть конкреций оказывается сложенной этими минералами. Конкреции имеют концентрически-скорлуповатое строение (см. фиг. 4). Отдельные оболочки сложены кальцитом, доломитом, магниезальным кальцитом, тальком, амфиболами (типа тремолита, реже — актинолита). Макроскопически они

представляют собою белую фарфоровидную массу, которая не только оболочивает конкреции, но и соединяет их друг с другом. Толщина оболочек изменяется от 1 до 6—10 мм. Хроматические реакции в шлифах, а также рентгеноструктурное изучение карбонатных пород, вмещающих конкреционные образования, показали, что микрозернистые



Фиг. 6. Характер замещения карбонатно-кремнистого вещества магниальными алюмосиликатами

А — частичное замещение: 1 — известняк доломитовый, 2 — глинисто-железистая кайма, 3 — кальцит-амфиболовый агрегат, 4 — амфибол, 5 — кремнистая масса, 6 — кальцит среднекристаллический, местами прорастающий по спайности амфиболом, 7 — тальк; Б — частичное замещение: 1 — доломит известковый, 2 — налеты глинистого материала, 3 — кальцит мелко- и крупнокристаллический с включениями игольчатого амфибола, 4 — амфибол, 5 — кальцит крупнокристаллический, 6 — тальк, 7 — кальцит средне- и крупнокристаллический, прорастающий по спайности амфиболами, 8 — кремнистая масса; В — полное замещение: 1 — доломит известковый, 2 — налеты глинистого материала, 3 — кальцит мелкокристаллический, 4 — кальцит-амфиболовый пелитоморфный агрегат, 5 — амфибол, 6 — кальцит мелко- и среднекристаллический, 7 — тальк, 8 — кальцит крупнокристаллический

и органогенно-обломочные карбонатные разности описываемой пачки сложены известняками или, реже, доломитистыми известняками, в «конкреционных» же прослоях преобладает доломит известковый или известковистый. Мощность данной пачки 6 м.

5. Известняки мраморизованные осветленные (светло-серые до белых) микрозернистые массивные с прослоями (до 0,2 м) мелкозернистых органогенно-обломочных. По всей пачке спорадически встречаются остатки фауны. Отмечены единичные линзы кремней до 0,15 м в диаметре. На светлой поверхности четко видны черные стилолитовые

швы. Верхняя часть слоя представлена в основном белыми сахаровидными перекристаллизованными известняками. Мощность 10 м.

Выше по разрезу залегают слабосекущая, почти пластовая интрузия долеритов или осадочные брекчии основания тундринской свиты (визе).

Подобные же образования магниезных силикатов, но представленные палыгорскитом, т. е. разностью с большим содержанием алюминия, описаны, как указывалось ранее, в нижнекаменноугольных и верхнедевонских породах Фокинской и Пясинской площадей Норильского района (Дивина, Матухин, 1974). Сейчас аналогичные проявления сепиолитовой минерализации, кроме р. Курейки, выявлены также на р. Брусе в нижнекаменноугольных и на р. Лене — в верхнедевонских отложениях.

Обнажающаяся на р. Брусе верхнетурнейская известняковая толща мощностью примерно 50 м по своему составу и строению почти идентична курейской. Характерно такое же погоризонтное обогащение пород кремнисто-карбонатными конкреционными образованиями белого или черного цвета. По периферии конкреций кремнистый материал часто замещается тальком, амфиболами (типа актинолита), иногда отмечаются в небольшом количестве пиррофиллит и скаполит. В нижней части толщи в серых комковатых известняках по трещинам (до 0,5 см) и в виде гнезд диаметром до 3 см встречаются крупнокристаллический кальцит, тальк и в небольшом количестве сепиолит.

В нижнем течении р. Лены, в районе залива Крест-Хомо, франские отложения верхнего девона образуют следующий разрез (снизу вверх).

1. Известняки серые и темно-серые мелкокристаллические с включением остатков фауны брахиопод, криноидей и др. Мощность примерно 60 м.

2. Переслаивающиеся глинисто-алевролитовые известняки, алевролиты и глинистые доломиты, а также их переходные разности желтовато-розовато-серого или блеклого красновато-серого цвета. Мощность пачки 25—30 м.

В верхней части обнажения залегают пологосекущая интрузия основного состава. В красноцветных глинисто-алевролитовых доломитах и доломитовых известняках в трещинах отдельности, редко послойно отмечены многочисленные корки сепиолита толщиной 1—5 мм. Сепиолит имеет зеленовато-серый цвет (сравнительно с найденными в других разрезах Сибирской платформы разностями более темный). Химический состав сепиолита низовьев р. Лены (верхний девон) определен в лаборатории СНИИГГИМСа (аналитик Л. А. Богомолова).

H ₂ O	П. п. п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅
7,12	9,55	57,47	0,96	0,13	0,98	2,80	0,02
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{вал}	Сумма	
0,08	0,50	20,09	0,07	0,15	Не обн.	99,92	

Приведенный анализ показывает, что эта разность сепиолита содержит заметное количество железа, что и обусловило, по-видимому, характерный зеленоватый цвет. Ленскому сепиолиту, так же как и курейскому, свойственно повышенное содержание окиси кремния по сравнению с большинством приводимых в литературе данных.

Как уже отмечалось в начале статьи, на Сибирской платформе минералы группы сепиолита — палыгорскита обнаружены в очень ограниченном числе районов. На юге платформы Ю. Н. Заниным (1965) палыгорскит описан в отложениях верхнего девона Рыбинской впадины (чаргинская свита) и Иркутского амфитеатра (баероновская и топорокская свиты). В более северных районах платформы Я. К. Писарчик (1975) обнаружила сепиолитовую минерализацию в верхнекемб-

рийских породах метегерской свиты левобережья р. Лены (Олекминский район). И в том и в другом случаях магнезиальные алюмосиликаты и силикаты присутствуют в глинистых фракциях, выделенных из терригенно-карбонатных или карбонатных разностей пород, и представляют собой хемогенные седиментационные или седиментационно-диагенетические образования. Формирование этих минералов происходит в бассейнах со щелочной средой осадконакопления в засушливых климатических условиях (Страхов, 1960; Ратеев, 1964; Зхус, 1966, и др.). Обнаруженные в Приенисейской зоне платформы сепиолиты и палыгорскиты образуют прожилки и выделения типа горной кожи и по отношению к вмещающим карбонатным и глинисто-карбонатным осадочным породам являются явно вторичными. Пространственная связь магнезиальных силикатов и алюмосиликатов с интрузиями долеритов, иногда явная, как в бассейнах рек Курейки и Лены, иногда менее очевидная, как на Фокинской, Брусской и Пясинской площадях, обусловлена, видимо, образованием этих минералов в заключительные стадии гидротермальных процессов, связанных со становлением интрузивных массивов. Такие образования описаны в Малой Азии, на Кубе, в Средней Азии, на Урале (Градусов, 1976; Финько, Корин, 1968), а также на Талнахском месторождении медно-никелевых руд в Норильском районе, где сепиолиты обнаружены в нижнем экзоконтакте дифференцированной трапповой интрузии (Рябов, 1973).

Во всех известных разрезах сепиолитсодержащих толщ Приенисейской зоны Сибирской платформы отмечается парагенез сепиолитов или палыгорскитов с тальком, амфиболами (типа актинолита, тремолита), кремнистым материалом, кальцитом. Тальк, наряду с вермикулитом и смешанослойными монтмориллонит-хлоритовыми образованиями, — достаточно распространенный минерал в глинистых фракциях девонских и нижнекаменноугольных толщ, испытавших в той или иной степени метаморфическое влияние трапповых интрузий. Амфиболы также часто образуются в породах экзоконтактов долеритовых массивов. Так, в терригенных нижнекаменноугольных отложениях брусской свиты нижнего карбона на р. Брусе, претерпевших значительный контактовый метаморфизм, первичный цемент почти полностью замещен актинолитом. Кальцит также является характерным минералом заключительных стадий гидротермального процесса. Наличие его наряду с хлоритом служит одним из поисковых критериев не выходящих на дневную поверхность интрузивных массивов.

Обращает на себя внимание очевидный стратиграфический контроль распространения в разрезах минералов сепиолит-палыгорскитовой группы: нижний карбон, реже верхний девон. Такая стратиграфическая приуроченность представляется закономерной. Позднетурнейское время на платформе характеризовалось трансгрессиями морских бассейнов, выравниванием рельефа областей сноса, общей гумидизацией климата и усилением химического выветривания суши. Сформировавшиеся в таких условиях нижнекаменноугольные отложения характеризуются повышенной зрелостью терригенных компонентов и преобладанием кальцита в карбонатной составляющей, присутствием большого количества кремней.

Характерным примером может служить разрез верхнетурнейских отложений на р. Курейке, где вмещающие сепиолит породы сложены известняками с многочисленными кремнистыми выделениями. Как указывалось выше, стяжения кремней, вытянутые параллельно слоистости, при небольшой толщине (до 10 см) прослеживаются в виде цепочек на значительное расстояние. Такой характер кремнистых стяжений позволяет предполагать их образование в стадию диагенеза.

Замещение кремнистых выделений тальком и амфиболами, а также присутствие доломита в пачках, содержащих кремни (т. е. неоднород-

ных по составу и наиболее проницаемых для растворов), в то время как окружающие породы сохраняют свой первичный преимущественно кальцитовый состав, позволяет предположить, что верхнетурнейские карбонатные породы подверглись воздействию гидротермальных растворов, несущих в своем составе магний. Об этом, на наш взгляд, свидетельствует также «амебообразный» или дендритовидный облик конкреционных образований на горизонтальной плоскости, причем «мостики» между отдельными «узлами», сложенными кремнем, состоят из тех же магнезиальных алюмосиликатов, которые образуют белые корки вокруг стяжений. На р. Брус в корках кроме талька и амфиболов присутствует также сепиолит (данные рентгеновского анализа).

Источником магнезиальных растворов предположительно служили остывающие интрузивные массивы. Обогащение растворов кремнекислотой могло происходить за счет частичного растворения присутствующих в породах кремней (Верзилин и др., 1973). Синтез сепиолита из магнезиальных, богатых кремнекислотой растворов мог происходить в трещинах, возникших при внедрении долеритов, как вблизи интрузивных тел, так и в значительном удалении от них, а также по напластованию и в других максимально проницаемых для растворов участках.

Предлагаемый генезис минералов сепиолит-пальгорскитовой группы является попыткой в какой-то мере объяснить двойной контроль за их образованием. С одной стороны, они являются явно вторичными по отношению к вмещающим осадочным толщам и приурочены к экзоконтактам трапповых интрузий. С другой — локализируются в определенном стратиграфическом интервале — нижнем карбоне, редко верхнем девоне. Причем эта закономерность проявляется на огромных расстояниях (приенисейская часть платформы — бассейн р. Лены). Конечно, нужно помнить при этом о весьма слабой изученности осадочного чехла Сибирской платформы.

Приведенное В. В. Рябовым (1973) предположение об образовании сепиолитов в экзоконтакте Талнахской интрузии за счет воздействия кремнекислых растворов на доломиты вмещающей толщи и богатые магнием контактово-измененные породы в большинстве известных случаев проявления этих минералов непригодно, так как они приурочены в основном к одному из самых «кальцитовых» по составу интервалов палеозойского разреза Сибирской платформы и, кроме того, неясным в выводах В. В. Рябова остается источник кремнекислоты.

Встреченные до сих пор на платформе проявления минералов сепиолит-пальгорскитовой группы имеют чисто научный интерес, однако не исключена возможность нахождения их скоплений, могущих иметь практическое значение для народного хозяйства.

ЛИТЕРАТУРА

- Верзилин Н. Н., Мироненко О. А., Михайлович Р. А. Пальгорскит меловых отложений Ферганской впадины, его распространение, генезис и палеогеографическое значение. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Градусов Б. П. Генезис пальгорскита в континентальных и океанических отложениях. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
- Дивина Т. А., Матухин Р. Г. О находке пальгорскита в карбонатных отложениях нижнего карбона северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Занин Ю. Н. Пальгорскит из отложений верхнего девона Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра. — В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М., «Наука», 1965.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- Писарчик Я. К. О сепиолитовых породах в кембрии юга Сибирской платформы. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.

Рябов В. В. Сепиолиты Талнахского медно-никелевого месторождения.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1973, вторая сер., ч. 102, вып. 6.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Финько В. И., Корин И. З. О корях выветривания и латеритах Кубы.— В кн.: Геология и геохимия кор выветривания. Кора выветривания, вып. 10. М., «Наука», 1968.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

Дата поступления
13.I.1977

УДК 553.64.04/: 551.733.12 (571.51)

О ПЕРСПЕКТИВАХ ФОСФОРИТОНОСНОСТИ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Е. П. МАРКОВ

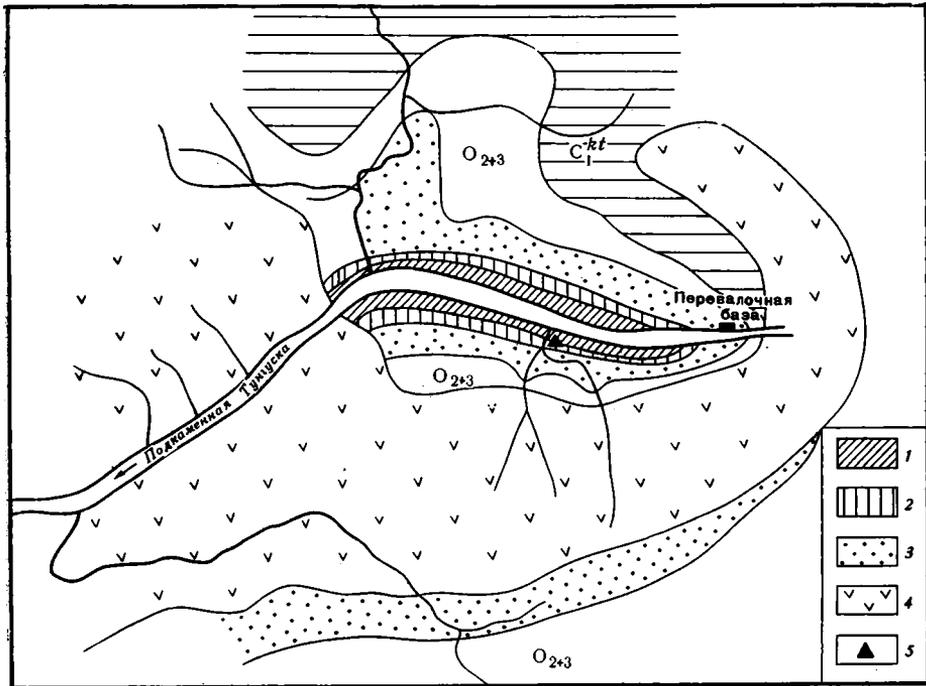
В бассейне нижнего течения Подкаменной Тунгуски среди отложений криволучского яруса среднего ордовика Н. А. Красильникова и А. И. Смирнов (1962) выявили несколько фосфоритовых горизонтов. Наиболее продуктивным оказался нижний горизонт, слагающий основание криволучского яруса. Он более выдержан по мощности и сложен кварцево-фосфоритными песчаниками и фосфоритным конгломератом общей мощностью 0,3—2,0 м. Фосфат в нем находится в форме конкреций, зерен и обломков раковин лингулид. Наиболее изучено Гурьевское фосфоритовое месторождение, расположенное на берегу р. Подкаменной Тунгуски, в 120 км выше ее устья. Вследствие низкого содержания P_2O_5 (6—10% в руде) и относительно высокого содержания окислов железа полученный из руды концентрат не пригоден для кислотной переработки. В силу этих обстоятельств данное месторождение не подвергалось дальнейшей разведке.

Однако на описываемой территории имеются и другие типы фосфоритов. Автор в 1975 г. изучил фосфоритовое рудопроявление, которое было открыто в 1950 г. Н. В. Дреновым, упомянуто А. Т. Стуловым (1970) и с тех пор не изучалось. Оно находится на левом берегу р. Подкаменной Тунгуски, в устье ручья Белого (в 38 км выше устья ручья Вельмо).

В этом районе Подкаменная Тунгуска прорезает вкрест простирания восточное крыло Вельминского вала, в силу чего на дневную поверхность выведены породы нижнего и среднего ордовика (фигура). Нижний ордовик представлен песчаниками байкитской свиты видимой мощностью 2,5 м. По вещественному составу и окраске они подразделяются на несколько слоев (снизу вверх): 1—песчаники белые, существенно кварцевые, среднезернистые, среднеплитчатые; кластогенные зерна хорошо окатаны и сортированы, мощность 0,6 м, 2—песчаники желтовато-серые, среднезернистые, среднеплитчатые, существенно кварцевые, обогащены мелкой (1—2 см) угловатой и слабоокатанной галькой, состоящей из зеленоцветных и черных аргиллитов, мощностью 0,8 м, 3—песчаники светло-серые, мелкозернистые, тонкоплитчатые, кварцевые, с обильной вкрапленностью пирита, мощность 0,8 м.

Выше, на слое 3, согласно залегают фосфориты, относящиеся уже к столбовой свите криволучского яруса среднего ордовика. Эта часть свиты подразделяется на две пачки (снизу вверх): 1—черные фосфатные гравелиты, богатые пиритом; порода сложена в основном зернами фосфоритов песчаной и гравийной размерности; доминирует пирит, который в основании слоя образует самостоятельный слой мощностью 12 см; общая мощность 0,25 м, содержание P_2O_5 в слое 2—10%; 2—черные зернистые фосфориты, состоящие из зерен кварца и фосфата песчаной

Система		Содержание P_2O_5	
Ордовикская	Мощн. в м	0,5	1,5
Средний	Переслаивание органических известняков и аргиллитов		
Кривошурский	Темно-серые фосфориты		
Волгинский	Фосфориты с пиритом		
Столбовая	Песчаники с пиритом		
Литологическая колонка	Песчаники с конгломератами		
Мощн. в м	Светло-серые песчаники		



Схематическая геологическая карта (внизу) и геологический разрез (вверху) рудопроявления фосфоритов «Белое»

1 — байкитская свита, 2 — волгинский горизонт среднего ордовика, 3 — киренский горизонт среднего ордовика, 4 — траппы, 5 — месторасположение рудопроявления «Белое»

и гравийной размерности и фосфатных раковин брахиопод (около 5%); преобладают зерна фосфоритов, мощность пласта 1,6 м.

Выше по разрезу рудоносный пласт перекрыт пачкой терригенно-карбонатных пород, состоящих из часто переслаивающихся тонкоплитчатых серых органогенно-детритовых известняков и зеленых аргиллитов. Многочисленные раковины брахиопод *Rafiniskgina amara* Andr. и др. свидетельствуют о принадлежности этой пачки к волгинскому горизонту кривошурского яруса среднего ордовика. Видимая мощность пачки 3,5 м. Выше она перекрывается песками первой надпойменной террасы Подкаменной Тунгуски.

Изучение прозрачных шлифов из пород рудоносного горизонта под микроскопом показало, что фосфоритовые зерна и мелкая галечка сложены коллоидальным и слабоаскриссталлизованным фосфатом. Фосфат зерен темно-бурый с небольшой примесью остроугольных зерен кварца и халцедона (0,01—0,02 мм) и фосфатных раковин. Зерна кварца угловатые и слабоокатанные, округлые и удлинённые; нередко встречаются зерна с корродированной фосфатом поверхностью. Кварц прозрачный с волнистым угасанием. Встречаются дробленые зерна кварца, имеющие по трещинам примазки гидроокислов железа. Размер зерен песка 0,1—2,0 мм, чаще 0,2—0,5 мм. Форма обломков фосфатных раковин обычно палочковидная, размер 0,02—0,20 мм, реже до 0,5—1,0 мм. Цемент гравелита — фосфат и карбонат. Фосфатный цемент светло-коричневый, сравнительно редок. Слой пирита состоит из мелких (0,02—0,03 мм) овальных и шаровидных нодулей, тесно прижатых один к другому.

Химический состав бороздовой пробы фосфорита по всему пласту следующий (вес. %): SiO_2 —45,39; Al_2O_3 —2,29; Fe_2O_3 —1,19; P_2O_5 —19,32; CaO —25,65; MgO —0,75; MnO —0,43; П. п. п.—1,50. Фосфоритовый пласт был опробован также штучными пробами, взятыми через каждые 10—12 см разреза. Результаты анализа этих проб показали содержание P_2O_5 от 12 до 24%, Fe_2O_3 1—2% и в одном образце 11%.

Гранулометрический состав фосфоритов следующий: фракция >1,0 мм=42%; 0,5—1 мм=6%; 0,25—0,5 мм=11%; 0,1—0,25 мм=7%; 0,1—0,01 мм=6%; 0,001 мм=29%. Содержание P_2O_5 в вышеприведенных фракциях соответственно следующее (по данным количественного спектрального анализа) (вес. %): 18,32; 3,64; 12,14; 25,06; 28,44. В концентрате фосфатных зерен определено 30,5—32% P_2O_5 .

Спектральным количественным анализом в фосфоритах обнаружены (вес. %): Ba 0,05; Sr 0,07—0,11; Pb 0,0011—0,007; Mn 0,28—0,7; Cr 0,0014—0,004; Ni 0,0011—0,0014; Be 0,0009—0,0014; Mo 0,0001—0,00003; V 0,0018—0,0044; Ce 0,011—0,058; Ti 0,08—0,18; La 0,017—0,011; Cu 0,007—0,011; Irb 0,0003—0,0006; Zn 0,0029—0,0044; Zr 0,0056—0,018; Co 0,0007—0,0014. Содержание P_2O_5 в песчаниках байкитской свиты не превышает 0,1%, в органогенных известняках и аргиллитах верхней карбонатной пачки —1,5%.

Как видно, фосфориты рудопроявления Белое резко отличаются от фосфоритов Гурьевского месторождения более высоким содержанием P_2O_5 и низким количеством железа и, что весьма важно, — почти исключительно зернистым типом фосфоритов. Следует иметь в виду, что крупнейшие мировые месторождения фосфоритов (восточные районы США, Северная Африка) относятся именно к типу зернистых.

Фосфоритоносные отложения основания криволучского яруса протягиваются вдоль Подкаменной Тунгуски почти на 6 км с запада на восток и ограничиваются крупными трапповыми телами. В 8 км к югу от ручья Белого, на водоразделе Подкаменной Тунгуски и правого притока р. Вельмо ручья Светланы, имеется широкое поле развития разновозрастных отложений, где возможно обнаружение аналогичных фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Тр. ГИГХС, 1962, вып. 7.
- Стулов А. Т. Ордовикские фосфориты р. Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярское книжное изд-во, 1970.

СНИИГМИС,
Новосибирск

Дата поступления
5.VIII.1976

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.635 : 551.71

ЗАМЕЧАНИЯ К СТАТЬЕ В. И. ВИНОГРАДОВА, Т. О. РЕЙМЕРА, А. М. ЛЕЙТЕСА И С. Б. СМЕЛОВА «ДРЕВНЕЙШИЕ СУЛЬФАТЫ В АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО И АЛДАНСКОГО ЩИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ КИСЛОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ»

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

В рассматриваемой статье сделана попытка решить один из важнейших вопросов современной геологии — время становления устойчивой кислородной атмосферы Земли. В качестве основного метода выбрано изучение изотопного состава серы. В статье описаны строение и состав двух древнейших комплексов глубокометаморфизованных пород — алданского (Восточная Сибирь) и Свазиленд (Южная Африка), а также приведены результаты изучения в них изотопов серы в сульфидах и сульфатах. Выделены два уровня обогащения тяжелым изотопом: низкий (δS^{34} менее +10‰) и высокий (обычно более +15‰). Низкие величины установлены в федоровской свите ненгрской серии алданского комплекса и в серии Фиг-Три, залегающей в средней части системы Свазиленд. Высокие цифры получены для джелтулинской серии (верхняя часть алданского комплекса), а также для более молодых докембрийских отложений (система Гренвилл в Канаде и др.). Сульфаты, встреченные в метаморфических минералах и породах, рассматриваются как древнейшие осадочные, отражающие в изотопном составе серы уровень кислорода в атмосфере.

Возраст метаморфизма пород системы Свазиленд и алданского комплекса определен в 3,5 млрд. лет и более, а время седиментации — около 4 млрд. лет. Отсюда авторами статьи делается вывод о том, что устойчивая кислородная атмосфера Земли, близкая современной, установилась 4 млрд. лет тому назад, а может быть, и раньше.

Таким образом, авторы делают очень ответственный вывод, следуя которому необходимо принципиально по-новому рассмотреть развитие верхних геосфер Земли, переоценить существующие взгляды на обстановку седиментации и осадочного рудообразования. Однако прежде чем принять этот вывод, следует проанализировать его обоснованность как с методических позиций, так и с точки зрения увязки с общими геологическими данными, имеющимися в настоящее время.

Авторы статьи считают, что «...восстановление сульфатов — основная причина разделения изотопов серы в нормальных условиях поверхности

Земли» (Виноградов, Реймер и др., 1976, стр. 14). В то же время они оперируют с сульфатами, которые связаны с метаморфическими минералами (скаполит, флогопит) или с глубокометаморфизованными породами. Следовательно, необходим анализ поведения изотопов серы в условиях, отличных от «поверхностных», при температурах, во много раз превышающих существующие в современную эпоху на земной поверхности. Такой анализ в статье отсутствует, однако он сделан в других работах (Гриненко, Гриненко, 1974, и др.). Из них следует, что существуют сульфаты неосадочного происхождения с отношениями изотопов серы, близкими к описанным в статье, а экспериментально доказано, что в высокотемпературных условиях происходит фракционирование серы с обогащением тяжелым изотопом остаточных сульфатов.

К этому следует добавить, что авторы рассматриваемой статьи не расшифровывают, что такое «нормальные условия поверхности Земли» в архее. Однако в литературе имеются высказывания о том, что в это время температура на земной поверхности могла быть намного выше современной (Виноградов, 1964, и др.).

Как уже отмечалось выше, в статье рассмотрены две группы значений δS^{34} : низкие и высокие (близкие к содержаниям в современной морской воде). В другой публикации одного из авторов для слюдянской серии (Восточная Сибирь) приводятся значения этой величины, в 2—2,5 раза превышающие современные (Виноградов, 1975). Естественно, читатель вправе ожидать объяснений, каким величинам содержания кислорода в древних атмосферах отвечают те или иные группы цифр. К сожалению, такого разъяснения в статье не сделано. Нет ответа и на вопрос, почему в сульфатах серии Гренвилл имеются определения как с низким, так и с высоким содержанием тяжелого изотопа серы.

Если обратиться к материалам по содержанию δS^{34} и кислорода в современной морской воде, то первая величина постоянна (+20‰), а количество O_2 испытывает весьма существенные колебания, зависящие от температуры, жизнедеятельности различных организмов и т. д. Какому количеству растворенного в морской воде кислорода отвечает цифра +20‰ и как она коррелируется с содержанием O_2 в древних атмосферах и гидросферах — эти вопросы в рассматриваемой статье не обсуждаются.

Нельзя согласиться с выводом авторов о том, что сульфаты очень широко распространены в отложениях архея. Из материалов, приведенных в статье, видно, что они в лучшем случае образуют прослой не более 2,5 м в разрезах мощностью в несколько тысяч метров (серия Фиг-Три), а обычно встречаются в виде вкрапленников, жилок, мелких стяжений, составляя доли процента от общего объема пород. Кроме того, их распространение в разрезах также крайне неравномерно. Из этого следует, что условия формирования сульфатов в архее (если считать их генезис осадочным) были специфическими, отличными от господствующей физико-химической обстановки седиментации. Вероятно, в этом случае правомерны предположения М. Руттена (1973), который допускал в период формирования земной атмосферы существование «кислородных оазисов», возникавших вокруг фотосинтезирующих организмов.

Вывод о времени становления кислородной атмосферы полностью зависит от достоверности возраста образования пород, содержащих изотопы серы. Для серии Фиг-Три авторы статьи определяют его древнее 3,5 млрд. лет, однако в публикации, на которую они ссылаются, он дан для серии Онвервахт, залегающей ниже серии Фиг-Три (Jahn, Shih, 1974). Для последней приводится цифра около 3,0 млрд. лет (Windley, 1973).

Для алданского комплекса возраст определен в 3,5 млрд. лет (Салоп, 1973), а для желтулинской серии авторы в статье дают значения 3,7—3,8 млрд. лет. В другой публикации с участием двух авторов статьи

возраст метаморфизма пород джелтулинской серии оценен в 3,8 млрд. лет (Виноградов, Смелов, Лицаров, 1976).

Таким образом, определения, приведенные в статье и в других публикациях, характеризующие время образования пород серии Фиг-Три и алданского комплекса, показывают, что возраст джелтулинской серии, содержащей сульфаты с высокими содержаниями тяжелого изотопа серы, на сотни миллионов лет древнее, чем породы серии Фиг-Три, обедненные этим изотопом. Отсюда следует, что время появления сульфатов с одинаковыми соотношениями изотопов серы было существенно различным на разных континентах, причем этот разрыв далеко выходит за пределы ошибки в определении возраста радиологическими методами.

Из текста статьи не ясно также, каким способом определялось время, прошедшее между седиментацией и метаморфизмом. Имеется только ничем не обоснованное указание, что если возраст метаморфизма 3,5 млрд. лет, то седиментация произошла 4 и более млрд. лет тому назад.

Не менее важен вопрос о соответствии вывода авторов относительно появления кислородной атмосферы данным других методов. В начале статьи рассматриваются доказательства существования бескислородной атмосферы в архее, известные в литературе. Однако прямое отношение к рассматриваемому предмету имеют только два из них, а именно — присутствие обломочных сульфидов в отложениях архея и широкое распространение железистых кварцитов в протерозое. Факты о вспышке «жизненной активности» на границе докембрия и палеозоя, а также о заселении суши наземной растительностью в палеозое, естественно, к обсуждаемой проблеме прямого отношения не имеют. Предположение авторов о возможном распространении на континентах наземной растительности в архее свидетельствует об их некомпетентности в этом вопросе.

Авторы статьи отрицают обломочное происхождение пиритовых песков раннедокембрийского возраста, считая их продуктами эпигенеза, причем в качестве доказательства приводится только один факт — совместная встречаемость сульфидов и органического вещества. В то же время игнорируются такие известные материалы, характеризующие генезис, как их определенная стратиграфическая приуроченность, гранулометрический состав, текстура и структура, свидетельствующие об их аллювиально-озерном происхождении. В свете этих данных утверждение авторов об эпигенетической природе сульфидов, мягко выражаясь, является ничем не доказанным предположением.

Факт широкого распространения железистых кварцитов в протерозое известен давно. Вместе с тем в литературе описаны аналогичные породы в архее, где они более богаты магнетитом и силикатами железа. Эти и другие данные позволили произвести физико-химические расчеты, подтверждающие принципиальную возможность формирования архейских железистых осадков в условиях аммиачно-углекислой атмосферы (Мельник, 1973).

Известны и другие факты, свидетельствующие о существовании бескислородной атмосферы в раннем докембрии. В частности, установлено, что первое появление континентальных и прибрежно-морских терригенных пород с красноцветным железистым цементом, т. е. осадков, которые непосредственно контактировали с газами атмосферы, относится к раннепротерозойскому возрасту (удоканская серия, формация Рораима и др.). Широкое распространение красноцветных формаций установлено в среднем протерозое и в более молодых отложениях. Видимо, эти образования являются наиболее чувствительными индикаторами, указывающими на появление заметных количеств свободного кислорода в земной атмосфере. Этому не противоречат наблюдения над изменениями в минералогии железистых кварцитов, находки остатков водорослей в среднепротеро-

зойских континентальных образованиях, состав газовых включений в докембрийских кремнистых породах и т. д.

При обсуждении результатов авторы статьи упоминают два факта, которые, по их мнению, подтверждают вывод о необычайно раннем появлении кислорода в атмосфере Земли. Первый из них касается находки следов хлорофилла в породах системы Свазиленд. Представляется, что сама по себе такая находка еще не может свидетельствовать о существовании устойчивой кислородной атмосферы. Еще менее надежен вывод, сделанный по изотопному составу кислорода и углерода. Даже сами авторы статьи, комментируя заключение о присутствии почти 80% кислорода в атмосфере Земли около 3 млрд. лет тому назад, отмечают, что оно получено «...с некоторыми оговорками» (Виноградов, Реймер и др., 1976, стр. 24—25).

Заканчивая, следует отметить, что материалы, приведенные в рассматриваемой статье, не подтверждают предположение авторов об установлении устойчивой, близкой к современной кислородной атмосферы Земли более 4 млрд. лет тому назад. Это заключение сделано на недоработанной методической основе, противоречивом стратиграфическом материале и не подтверждается имеющимися геологическими данными.

Представляется, что выводы о распространении в атмосфере Земли как кислорода, так и других газов не могут быть однозначно сделаны только на основании какой-либо одной методики. Здесь необходимы взаимопроверяемые результаты различных приемов исследований, увязанные с геологическими данными. Наиболее правильный путь в таком сложном вопросе — это комплексное изучение всей системы атмосфера — биосфера — гидросфера — литосфера — глубинные зоны Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., изд-во АН СССР, 1964.
- Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975.
- Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4.
- Виноградов В. И., Смелов С. Б., Лицаров М. А. Древний К-Аг возраст пород джелтулинской серии Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.
- Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Рутген М. Происхождение жизни. М., «Мир», 1973.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая школа докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Jahn В.-М., Shih С.-У. On the age of the Onverwacht Group, Swasiland Sequence, South Africa.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1974, v. 38, № 6.
- Windley B. F. Crustal development in the Precambrian.— In: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1973, v. 273, № 1235.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР,
Новосибирск

Дата поступления
2.II.1977

ХРОНИКА

УДК 553.31 (571.5)

ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

(Двенадцатое совещание Сибирского отделения
Межведомственного литологического комитета)

Э. Г. КАСАНДРОВ

С 6 по 11 июля 1976 г. в г. Якутске в Якутском территориальном геологическом управлении состоялось Двенадцатое совещание Сибирского отделения Межведомственного литологического комитета по проблеме «Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока». В работе совещания приняли участие более 100 специалистов из 26 научных и производственных организаций.

Решениями XXV съезда КПСС, коллегии МГ СССР и Совета по координации научно-исследовательских работ в зоне БАМ к важнейшим народно-хозяйственным задачам страны отнесено создание прочной минерально-сырьевой базы в районе БАМ, в том числе выявление к 1980 г. крупнейших объектов железных руд для создания новой железорудной базы на Востоке СССР.

Основная цель совещания состояла в обсуждении и обобщении опыта исследования железисто-кремнистых формаций для рационального направления геологоразведочных работ по железистым кварцитам в зоне БАМ в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, обсуждении условий их образования, закономерностей размещения, вещественного состава, геологических критериев поисков и оценки, сопоставлении с широко известными промышленными типами железисто-кремнистых формаций СССР. На заседаниях было заслушано и обсуждено 30 докладов по общим вопросам и по характеристике отдельных районов.

В докладе *Б. Д. Щербакова* «Железистые кварциты как сырьевая база черной металлургии и перспективы ее расширения в районах Сибири и Дальнего Востока» было показано, что в настоящее время запасы железистых кварцитов по категориям $A+B+C_1$ составляют 51% от общих запасов железистых руд в стране. Железистые кварциты образуют, как правило, крупные месторождения, отработка которых возможна открытым способом с применением высокопроизводительной техники. В 1990 г. добыча железистых кварцитов составит 80—85% от общей добычи железной руды. Одним из перспективных на выявление крупных месторождений легкообогатимых железистых кварцитов в пределах Алданского шита является Чаро-Токкинский район с прогнозными запасами руды в 10—15 млрд. т. В случае положительной промышленной оценки месторождений народно-хозяйственное значение Чаро-Токкинского района будет исключительно важным, учитывая строительство Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и Южно-Якутского углепромышленного комплекса.

Состоянию железорудной базы и обзору геолого-промышленных типов железных руд Сибири был посвящен доклад *В. И. Иванова, А. С. Калугина и Э. Г. Касандрова*. Наиболее подготовленную для промышленного освоения и достаточную по запасам и возможной годовой добыче железорудную базу действующих и проектируемых металлургических заводов Сибири составляют средние и крупные месторождения легкообогатимых и частично богатых скарново-магнетитовых руд на юге Сибири, тяготеющие к главным бассейнам коксующихся углей — Кузнецкому и Якутскому. Вероятным крупным резервом первой очереди по запасам, размерам годовой добычи и качеству руд могут рассматриваться легкообогатимые и возможно богатые магнетитовые кварциты Восточной Сибири, в первую очередь Алданского шита.

В докладе *Г. С. Момджи* предложена классификация железорудных формаций. В группе железистых кварцитов автор выделяет железорудные формации киватинского типа, принадлежащие вулканогенно-кремнистой формации эвгеосинклиналей; железорудные формации криворожского типа, принадлежащие сланцево-кремнистой формации миогеосинклиналей; итабритовые железорудные формации, принадлежащие карбонатно-кремнистой формации наложенных впадин на срединных массивах; формации железистых кварцитов, принадлежащие орогенным вулканогенно-осадочным формациям эпизеосинклиналей. По мнению автора, к верхнеархейским представителям орогенных формаций железистых кварцитов принадлежат месторождения Чаро-Токкинского района на Алданском щите.

В докладе *А. С. Калугина* и *Э. Г. Кассандрова* обращалось внимание на весьма большие площади и мощности железистых кварцитов докембрия. В качестве одного из важнейших источников рудного и кремнистого вещества железистых кварцитов рассматриваются наземные фумарольно-сульфатарные поля и наземные вулканические ландшафты в целом, которые по интенсивности физической и химической денудации более продуктивны, нежели области кор обычного глубокого химического выветривания. В механизме формирования ритмично-слоистых текстур железистых кварцитов решающая роль отдается периодическому взмучиванию и переотложению рудных осадков с постепенным их смещением в более затишные зоны.

В. М. Григорьев подчеркнул большое значение элементов-примесей в железистых кварцитах различных типов для изучения условий образования и корреляции формаций.

П. М. Горяинов предложил для абсолютного маркирования рубежей образования докембрийских железисто-кремнистых формаций использовать главные планетарные стадии развития Земли.

В докладе *М. А. Ярощук* развиваются представления о приуроченности докембрийских богатых руд к терригенно-хемогенноосадочным формациям криворожского типа.

Гипергенезу железистых кварцитов был посвящен доклад *Б. М. Михайлова* и *Л. В. Клекля*. Анализ эволюции процессов корообразования в истории Земли привел авторов к выводу о том, что мощные промышленные пластовые тела богатых гипергенных железных руд могли возникать только начиная с девона.

В докладе *Н. А. Корнилова* рассмотрены вопросы изучения физико-химических условий образования железистых кварцитов.

В докладе *Н. П. Семенов* и *В. Л. Бойко* показаны типы формаций и приведена систематика железисто-кремнистых пород Украинского щита.

Ю. М. Епатко, *С. А. Скуридин*, *Т. А. Скаржинская*, *Р. Я. Белевцев* и *М. А. Ярощук* рассмотрели закономерности размещения железорудных формаций Украинского щита, их возраст, метаморфизм, условия образования богатых руд.

Эволюция минерального состава железистых кварцитов и руд Кривого Рога в процессе регионального метаморфизма и гипергенеза освещена в докладе *Г. Т. Татуля*.

Характеристике железисто-кремнистых формаций КМА, особенностям их строения и сопоставлению с аналогичными образованиями Европейской части СССР был посвящен доклад *И. Н. Щеголева*.

В докладе *В. М. Чернова* и *В. Я. Горьковца* показано расчленение докембрийских железоносных комплексов Балтийского щита на основе применения литолого-формационного метода.

Вторая группа докладов характеризовала месторождения и главнейшие рудные районы развития железисто-кремнистых формаций Сибири и Дальнего Востока. В докладе *К. Б. Мокшанцева* и *А. Ф. Петрова* рассмотрена принадлежность основных железосодержащих формаций Чаро-Олекминского, Центрально-Алданского и Суамского железорудных районов Алданского щита к мощным зонам глубинных разломов и грабенообразных прогибов, выполненных породами борсалинской серии и ее аналогов.

И. Д. Ворона, *И. М. Фрумкин*, *В. А. Биланенко* и *В. М. Кравченко* выдвинули ряд новых вопросов по эпохам железорудения в докембрии Алданского щита, стратиграфии железоносных отложений, тектоническому районированию и перспективной оценке железорудных районов.

В докладе *В. М. Кравченко* и *Э. Г. Кассандрова* рассмотрены типы и место железисто-кремнистых формаций среди других формационных типов железных руд Алданского щита.

Ш. Д. Курцерайте и *О. В. Андреев* привели характеристику месторождений железистых кварцитов Красноярского края — Саян, Сангилен, Енисейского кряжа.

Особенности геологического строения и перспективы месторождений железистых кварцитов в Восточном Саяне и Западном Прибайкалье освещены в докладе *А. А. Шафеева*, *А. С. Барышева* и *Л. П. Тигунова*.

Новые данные о железистых кварцитах Бурятии приведены в докладе *П. Ч. Шобогорова*, *М. Е. Замашикова* и *А. Д. Дарижапова*.

Е. А. Кулиш, *Г. И. Архипов*, *Л. И. Кулиш*, *К. М. Меркурьев* и *Е. А. Панских* охарактеризовали главные типы железисто-кремнистых формаций Дальнего Востока.

Ряд докладов был посвящен характеристике наиболее перспективных районов с формациями железистых кварцитов в зоне БАМ: Чаро-Токкинскому (Ималыкская и Чарская группы месторождений) и Ханинскому.

В докладе *Э. Г. Кассандрова*, *Г. Ф. Горелова* и *В. А. Маршич* рассмотрены геологические особенности и вещественный состав железистых кварцитов Ималыкской

группы месторождений. Структуре рудных полей и месторождений железистых кварцитов Ималыкской группы был посвящен доклад *А. М. Сафонова* и *В. В. Стогния*. Особенности геологического строения, характеристика рудоносных пачек, морфология и состав железистых кварцитов Чарской группы месторождений освещены в докладе *А. С. Бабкина*, *А. К. Ганина*, *М. Н. Дэви*, *В. В. Куницына* и *В. С. Четкина*. Своеобразная формация железистых кварцитов Ханинского района рассмотрена в докладе *В. А. Кудрявцева* и *Р. Н. Ахметова*. *В. Т. Сорокин* и *В. В. Курицын* изложили новые данные по геологии и перспективной оценке магнезиально-железистой формации Алданского щита. В докладе *Г. Н. Киселева* и *В. М. Кравченко* приведено сопоставление железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой (магнезиально-железистой) формаций Алданского щита.

С обсуждениями докладов выступили *В. А. Биланенко*, *Г. Ф. Горелов*, *П. М. Горянов*, *А. М. Дымкин*, *Г. В. Жуков*, *Ю. П. Казанский*, *Э. Г. Кассандров*, *В. И. Кицул*, *Ю. А. Копылов*, *В. А. Кудрявцев*, *К. Б. Мокшанцев*, *Г. С. Момджи*, *С. С. Оксман*, *Б. И. Пирогов*, *В. С. Федорченко*, *И. М. Фрумкин*, *А. Б. Шепель*, *И. Н. Щеголев*.

Совещание рекомендовало:

1. Усилить исследования по стратиграфии, литологии, тектонике, палеогеографии, формационному анализу, гипергенезу, геохимии, петрографии, метаморфизму и метасоматозу докембрийских железисто-кремнистых формаций Сибири и Дальнего Востока с целью выявления закономерностей распространения, оценки перспектив и определения наиболее эффективных направлений геологоразведочных работ.

2. Особое внимание уделить Чаро-Токкинскому, Чарскому и Хакинскому районам Алданского щита, где сосредоточены в настоящее время основные объемы геологоразведочных работ.

3. Приступить к подготовке коллективной монографии по геологии, перспективной и промышленной оценке железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока.

По окончании совещания его участники совершили экскурсии на Ималыкскую и Дес-Сиваглинскую группы железорудных месторождений Алданского щита, где ознакомились с разрезами железоносных формаций в коренных обнажениях и по kernovому материалу.

Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск

Дата поступления
29.X.1976

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, **А. П. ЛИСИЦЫН**, **А. К. ЛИСИЦИН**,
О. И. ЛУНЕВА, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**, **В. Н. ХОЛОДОВ** (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**,
O. I. LUNEVA, **B. M. MICHAILOV**, **A. B. RONOV**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**, **V. N. KHOLODOV** (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор **Е. И. Гришина**

Сдано в набор 2/XII-1977 г. Т-00221 Подписано к печати 18/I-1978 г. Тираж 1310 экз.
Зак. 4829. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 5^{1/2}. Усл. печ. л. 15,4+1 вкл. Уч.-изд. листов 17,2

2-я типография издательства «Наука», Москва, Шубинский пер., 10

В 296

В

ЛЕНИНСКИЙ ПР 67-170

МУРАВЬЕВУ В И

70493

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

1-12