

См. стр. 153
ISSN 0024-497X

КОНТРОЛЬ № 1983



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1987

СОДЕРЖАНИЕ

Тимофеев П. П. Проблемы угольной геологии	3
Холодов В. Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов	12
Дворов В. И., Соколова Е. А. Геолого-геохимические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Сообщение 2. Элизионно-эпигенетическая модель марганцевого рудогенеза	28
Кропачева С. К., Пономарев В. Е., Довган В. И. Новые данные о палеогеографических условиях формирования тирасских отложений Предкарпатья в связи с их сероносностью	42
Гречухин В. В., Воевода Б. И., Савченко А. В., Дараган В. Н., Иванов Л. А. Литологические и петрофизические исследования отложений антрацитовых месторождений Донбасса	53
Максумова Р. А. Фациально-генетический анализ раннегеосинклинальных дофлишевых комплексов каледонид Северного Тянь-Шаня	71
Петрова В. В., Бадамгарав Д., Соколова А. Л., Серебренникова Н. Д. Новый тип цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса (Южная Монголия)	88
Лукьянов А. В., Шерба И. Г. Моделирование автоколебательной системы в бассейне седиментации	110
Морозов А. А., Сидоренко Г. А., Коровушкин В. В. О диагенетическом сульфиде трехвалентного железа в осадках Черного моря	127

Хроника

Бибешев И. И. VII Международное европейское совещание седиментологов	138
Рентгартен Н. В., Штеренберг Л. Е. Юбилей кафедры	140
Академик В. И. Попов (к 80-летию со дня рождения)	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

4

JULY — AUGUST

1987

CONTENTS

<i>Timofeev P. P.</i> Problems of coal geology	3
<i>Kholodov V. N.</i> On the role of sand diapirism in the interpretation of mud volcanoes genesis	12
<i>Dvorov V. I., Sokolova E. A.</i> Geologo-geochemical features of manganese ore formation in the Mangyshlak deposits. Contribution 2. Elision-epigenetic model of manganese ore genesis	28
<i>Kropacheva S. K., Ponomarev V. E., Dovgan V. I.</i> New evidence on paleogeographical setting of the Tirass deposits formation in the Pre-Carpathian region in connection with their sulphur occurrence	42
<i>Grechukhin V. V., Voevoda B. I., Savchenko A. V., Daragan V. N., Ivanov L. A.</i> Lithological and petrophysical investigations of anthracite deposits in Donbass	53
<i>Maksumova R. A.</i> Facial-genetic analysis of early geosynclinal preflysch caledonide complexes in Northern Tien Shan	71
<i>Petrova V. V., Badamgarav D., Sokolova A. L., Serebrennikova N. D.</i> A new type of zeolites of volcanogenic-limnic genesis (South Mongolia)	88
<i>Lukyanov A. V., Shcherba I. G.</i> Autooscillatory system modelling in the sedimentation basin	110
<i>Morosov A. A., Sidorenko G. A., Korovushkin V. V.</i> On diagenetic sulphide of trivalent iron in the Black Sea sediments	127

Chronicle

<i>Bebeshev I. I.</i> The VII International European Conference of Sedimentologists	138
<i>Rentgarten N. V., Shterenberg L. E.</i> The jubilee of marine geology chair	140
<i>Academician V. I. Popov</i> (on his 80-th Birthday)	142

УДК 552.57

ПРОБЛЕМЫ УГОЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ*

ТИМОФЕЕВ П. П.

Рассмотрены различные аспекты развития угольной геологии до 2000 г., ставятся очередные задачи в области теоретических и прикладных проблем изучения угленосных формаций.

В настоящее время роль угля в мировом балансе энергетических ресурсов и потребления резко возросла. По данным на 1980 г., запасы угля составляли почти 75% запасов углеводородов в земной коре, уголь обеспечивал 29,5% потребляемой энергии. В нашей стране сохраняется та же тенденция увеличения доли угля в топливно-энергетическом балансе. К 2000 г. годовая добыча его должна увеличиться, вероятно, до 1 млрд. т. Эти прогнозы определяют энергетическую политику для обеспечения страны различными видами топливно-энергетического, коксохимического и других видов твердых углеводородов.

В основных направлениях развития народного хозяйства, изложенных на XXVII съезде КПСС, четко зафиксирована общая тенденция смещения основных угледобывающих центров на восток нашей страны с ускорением развития угледобычи в Кузнецком, Экибастузском, Канско-Ачинском, Южно-Якутском и других бассейнах Восточной Сибири и Дальнего Востока. При этом опережающими темпами должна развиваться добыча угля открытым способом с акцентом на ускорение разведки месторождений коксующихся и энергетических углей.

Эти масштабные задачи определили и перспективы научно-исследовательских работ с выделением приоритетного, прогнозного направления, которое должно быть реализовано в развитии науки и народного хозяйства страны. Прогнозируемое направление диктует необходимость нового скачка и концентрации усилий ученых и геологов-угольщиков для дальнейшего детального комплексного изучения твердых горючих ископаемых и проведения обобщающих прогнозных исследований в масштабах всей страны до 2000 г., особенно в восточных ее районах.

Таким прогнозным направлением следует считать *«Эволюцию угленосных формаций в истории развития Земли»*.

I

Роль изучения угленосных формаций в процессе познания геологических закономерностей образования земной коры очень велика. Формации обладают многими специфическими чертами строения и вещественного состава: полифациальностью, частой фациальной изменчивостью осадков, отчетливо выраженной цикличностью. Эти особенности позволяют рассматривать их как своеобразный полигон, на котором могут быть решены и решаются многие вопросы теории и практики осадочного процесса. Исходя из этого, предложенное направление научного прогноза должно решаться путем выяснения процесса современного и древнего осадко- и торфонакопления и закономерностей образования и размещения разновозрастных угле-, сланце- и торфоносных формаций в земной коре. Будут выявлены временные и пространственные связи со смеж-

* При написании статьи были использованы материалы Л. И. Боголюбовой и Б. В. Полянского.

ными безугольными формациями иного генезиса. Особое значение имеет межрегиональная поэтапная корреляция формаций на основе детального комплексного литолого-фациального анализа между палеотектонически разнотипными элементами земной коры — платформами и мобильными поясами с использованием событийной стратиграфии и циклического анализа. В результате межрегиональной корреляции должны быть выделены модели разнотипных по генезису угленосных формаций. Эти модели должны охватывать все случаи — от типично континентальных до сложно построенных формаций, где в их образовании участвовали в той или иной мере морские отложения. Одновременно на основании ретроспективного анализа современных процессов должны быть выделены типовые модели древнего торфонакопления. Межрегиональная и в дальнейшем межконтинентальная корреляция послужит основой для выяснения эволюции во времени и пространстве процессов осадконакопления и углеобразования между блоками земной коры.

До настоящего времени основные исследования угленосных формаций концентрировались либо в отдельных угольных бассейнах (Донбасс, Печорский, уральские, казахстанские бассейны), либо на угленосных формациях определенного возраста, без охвата их в целом на больших площадях и регионах и в пределах значительных возрастных интервалов, например фанерозоя. Существующие исследования угленосных формаций пока были мало увязаны друг с другом. Первые усилия для координации исследований угленосных формаций на территории СССР, предпринятые в 50-х годах под руководством чл.-кор. АН СССР И. И. Горского, внесли определенный вклад в развитие угольной геологии. В дальнейшем, по известным причинам, эти исследования прекратились и ограничиваются до сих пор изучением только отдельных бассейнов и месторождений (чаще всего отдельных их частей).

В глобальном масштабе, включая территорию СССР, впервые подобные исследования угленосных формаций были реализованы в деятельности международного проекта МПГК № 166 «Глобальная корреляция угленосных формаций» (1979—1986 гг.) под руководством автора. Постановка широких глобальных исследований по этому проекту, предложенных по инициативе СССР в 1979 г., обусловливалась современным положением в области изучения угленосных и родственных им формаций, когда практически отсутствуют крупные и обобщающие работы по их корреляции в глобальном масштабе, особенно с точки зрения генезиса и эволюции во времени и пространстве. Актуальность подобной тематики исследований связана с выдвиганием в настоящее время угля, торфа и горючих сланцев на первое место в топливно-энергетическом балансе многих стран мира.

Цель проекта — расширить наши знания об условиях образования угле-, торфо- и сланценосных формаций, что особенно необходимо для научно обоснованных прогнозов распространения и поисков твердых горючих ископаемых на закрытых площадях. Путем углубленного изучения и корреляции процессов седименто- и литогенеза минеральной и органической составляющих этих формаций в различных структурно-ландшафтных зонах прошлого и современного этапа развития земной коры необходимо выявить закономерности их накопления, размещения и сохранения в пределах континентальных блоков земной коры и их океанических окраин.

На основании комплекса детальных литолого-фациальных, стратиграфических и палеоструктурных особенностей изученных формаций построены палеогеографические карты основных интервалов осадко- и торфонакопления для отдельных угольных бассейнов и регионов с развитием угленосных формаций различного возраста — от палеозоя до неогена.

Выявлены закономерности размещения угленосности на закрытых площадях с использованием комплекса литолого-фациальных, палеоструктурных и палеоландшафтных особенностей (складчатое обрамление Западно-Сибирской плиты, структуры южных окраин Восточно-Европейской платформы, дальневосточных тихоокеанских окраин и т. д.).

Налажена координация исследований в масштабе всей страны. Организованы 13 рабочих групп по соответствующим регионам СССР, проводящих научно-исследовательские работы на уголь с учетом проблематики проекта и предложенной единой методики. В настоящее время в рамках проекта опубликована «Инвентаризация угольных бассейнов и месторождений мира», куда входят и угольные бассейны СССР. Подготовлена к публикации итоговая монография «Корреляция угленосных формаций».

II

Вопросы генезиса угленосных отложений. В Советском Союзе вопросам генезиса угольных отложений, составляющим существо угольной геологии, всегда придавалось огромное значение.

Генетический подход к познанию осадочного процесса позволяет определять формацию как естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии ее геотектонического развития. Возникающие геологические тела ограничиваются седиментационной стадией и совершенно исключают какие-либо вторичные преобразования как самих осадков, так и изменения формы и размеров геологического тела. Последующие процессы превращают угленосные формации в угольные бассейны, причем объем последних отвечает, как правило, только части углесодержащей зоны угленосных формаций.

Для выяснения генезиса недостаточно знать, из каких фациальных типов осадков состоят угленосные формации. Анализ их распределения на площади позволяет реконструировать древние ландшафты, устанавливать их соотношение со смежными и в конечном итоге восстанавливать особенности палеогеографии областей седиментации и взаимоотношения с областями сноса обломочного материала.

Особое значение здесь приобретает изучение органического вещества, которое, как известно, в угленосных формациях присутствует как в концентрированном (угольные пласты), так и в рассеянном виде. Каждое из них представляет большой интерес с теоретической и практической точек зрения.

Органическое вещество концентрируется в определенных участках формаций, связано с определенными ландшафтами и образует соответствующие типы торфонакопления — дельтово-побережный, дельтовый, долинно-речной и озерный.

Дельтово-побережный тип торфообразования связан с преимущественно приустьевым заливно-лагунным побережьем крупных бассейнов морской седиментации и характерен в основном для палеозоя (Донецкий, Кузнецкий, Рурский, Аппалачский, Иллинойский, угольные бассейны Англии и др.).

Дельтовый тип (Челябинский, Канско-Ачинский, Улугхемский и другие бассейны, Ткибульское месторождение Закавказья) характерен в основном для мезозоя и кайнозоя и присутствует в современную эпоху (Колхида, Флорида и др.).

Долинно-речной тип (Иркутский, Кузнецкий — юрский и другие бассейны, Гелатское месторождение Закавказья) также характерен для среднего и верхнего фанерозоя и существует в современную эпоху (Сахалин и др.).

Озерный тип не является самостоятельным и, как правило, сопутствует трем предыдущим.

Такая классификация непосредственно вытекает из изучения последовательности стратификации и, естественно, отражает общий процесс образования угленосных формаций. Последовательный анализ строения формаций позволяет выяснить смену различных типов ландшафтов во времени, особенно болотных, время и место появления в разрезе концентрированного органического вещества, его максимальную локализацию, определить морфологию угольных пластов, установить типы локализа-

ции, проследить в разрезе и на площади темпы нарастания концентрированного органического вещества. В свою очередь процесс и тип стратификации определяются тектоническим развитием региона и характерными палеогеографическими особенностями накопления органического и минерального вещества. Решение этих проблем является основой для прогноза новых угленосных площадей, правильная и научно обоснованная разведка которых приведет как к открытию новых месторождений в пределах известных бассейнов, так и новых угленосных площадей с минимальной затратой денежных средств.

Особенно велико знание генезиса для расшифровки как возникновения тех или иных типов обычно сложно построенных тектонических структур, которые становятся областями накопления осадков угленосных формаций, так и особенно их дальнейшего развития и современного становления. Очень часто структуры, проявляющиеся в современных эрозионных контурах распространения осадков, принимают за изначальные и в соответствии с этим ошибочно трактуют их историю, а следовательно, и все остальные связанные с ней закономерности осадко- и углеобразования.

Хорошо известно, что особенности строения угленосных формаций определяются главным образом сингенетичным геотектоническим режимом областей их образования. Поэтому исследователи прежде всего обращают внимание на то, к какой области тектогенеза приурочены болотные ландшафты — геосинклинальной или платформенной. Эти области в целом обладают заведомо различным геотектоническим режимом, имеющим неодинаковую направленность (преобладают то опускания, то поднятия) в различных участках и в разные периоды своего существования.

Колебательные геотектонические движения могут быть самыми разнообразными по скорости, амплитуде и характеру, в процессе которых возникает циклическое, разной степени выраженности строение разреза.

Циклическая седиментация — не только характерная и своеобразная черта процесса накопления осадков угленосных формаций; это неотъемлемая, хотя и по-разному в каждом случае морфологически выраженная, особенность всех осадочных образований. Наша методика понимания и выделения циклов резко отличается от западноевропейской и американской. В нашем представлении элементарный цикл — это полифациальный комплекс, состоящий из парагенетически связанных (местом и условиями образования) различных генетических типов осадков, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности. Велико значение знания генезиса осадков в циклической седиментации для расчленения и сопоставления разрезов, в том числе континентальных с морскими, особенно если они связаны с неодинаковыми палеотектоническими условиями развития региона. Благодаря знанию генезиса, распределения и направленной смены ландшафтов можно дать правильное сопоставление отложений, иногда не согласующееся с палеонтологическими данными, если они не учитывают особенностей в этапном развитии флоры и фауны для конкретных палеотектонических структур.

Особо следует остановиться на проблеме дальнейшего совершенствования генетической классификации угленосных формаций. Угленосные отложения, как известно, лучше изучены как вообще, так и в фашиальном отношении по сравнению с другими осадочными образованиями (поскольку детально разбурены на больших площадях). Вследствие этого угленосные отложения более детально исследованы и как геологические тела. Это позволило разработать в СССР ряд весьма сходных между собой, однако неудовлетворительных, классификаций угленосных формаций, в основу которых положен главным образом тектонический фактор. Они не учитывают в должной мере палеогеографические особенности накопления отложений и поэтому не могут являться в полной мере генетическими классификациями.

Представляется очевидным, что генетическая классификация угленосных формаций должна быть основана прежде всего на типе торфона-

жопления. По типу торфо-(угле-)накопления можно определить характер и морфологию угольных пластов, угольных бассейнов и месторождений, а следовательно, и давать научно обоснованные рекомендации для поисково-разведочных работ на уголь.

Большой интерес представляет проблема, связанная с выяснением генезиса гумусовых углей и дальнейшим совершенствованием их генетической классификации.

Органическое вещество (ОВ), сконцентрированное и рассеянное в осадочных формациях, является источником образования углей, нефти и углеводородистых газов, которые представляют собой не только топливные ресурсы мира, но и незаменимое сырье для химической переработки, а также коксовой промышленности. Огромное значение этих осадочных горючих полезных ископаемых в хозяйственной жизни нашей страны и за рубежом способствовало широкому развитию фундаментальных их исследований в различных аспектах: геологическом, геохимическом и биологическом на базе использования комплекса современных высокоразрешающих методов.

Благодаря комплексному подходу к изучению торфов и углей в сочетании с литолого-фациальными особенностями угленосных и торфоносных формаций в Геологическом институте АН СССР установлено влияние условий седиментации осадков на формирование вещественного состава и полезных свойств ОВ, концентрированного в углях и торфах. В результате была установлена связь степени разложения отмерших торфообразователей с палеогеографическими обстановками и выявлен геологический фактор, раскрывающий зависимость структуры ОВ от геотектонического режима области торфонакопления. С раскрытием этих связей угольный пласт перестал существовать как «черное тело» в угленосной формации и стал закономерным звеном в серии ее отложений. Этому же факту обязана первая в мире генетическая классификация гумусовых углей СССР, принципиально отличная от вещественно-петрографических, существовавших до этого времени в СССР и за рубежом, приспособленных только для изучения самих углей. Классификация принята Международным комитетом по петрологии углей как система Геологического института АН СССР, наряду с системами западноевропейской и американской. Появилась возможность прогноза качества углей по структуре углеобразующего ОВ и палеогеографическим обстановкам, сопровождающим угольный пласт. Эти исследования подняли на новую ступень наши знания о генезисе углей и факторов, его определяющих. Они также позволили внести генетический аспект в проблему изучения изменений рассеянного ОВ (РОВ) в литогенезе.

Должное место в исследованиях ОВ отведено его роли в процессах минералообразования.

Охарактеризованное состояние в изученности ОВ в пределах конкретных проблем и достигнутые успехи в их разработках раскрывают широкие возможности как в постановке новых общегеологических проблем, так и в поисках новых путей их решения.

В области изучения вещественного состава углей и горючих сланцев следует обратить особое внимание на ряд следующих задач: 1) генетические типы углей (торфов) как индикаторы эволюции палеогеографических и палеотектонических обстановок в истории Земли; 2) закономерности распределения генетических типов углей (торфов) и угленосных (торфоносных) формаций как один из критериев их генетической классификации; 3) связи метаморфизма углей с палеогеографическими и палеотектоническими обстановками осадконакопления на фоне термальной истории осадочного процесса; 4) роль палеогеографических обстановок в первичном превращении и последующем изменении концентрированного ОВ в гумусовых и сапропелевых углях в связи с процессами угле-, нефте- и газообразования; 5) выяснение роли отдельных стадий литогенеза — диа-, ката-, метagenеза, метаморфизма и ультраметаморфизма в формировании вещества углей и горючих сланцев. Основным ви-

дом метаморфизма является региональный (геотермический) метаморфизм. Остальные виды метаморфизма — наложенные.

Вопросы метаморфизма должны изучаться в стратиграфическом разрезе, на площади и в связи с современной геотермией. Конечной целью исследований будет: установление глубинной зональности стадийного преобразования углей и вмещающих пород; установление единых методических принципов и приемов определения мощности и градиентов зон метаморфизма; выработка единой усредненной шкалы стадийного преобразования углей и пород; уточнение границ и признаков стадий и зон метаморфизма и в целом литогенеза; выявление связей зональности литогенеза с зональностью строения и генетическим типом угленосной формации; качественная и количественная оценка геологических факторов метаморфизма (температуры, давления, скорости процессов и т. д.); прогноз качества углей; прогноз характера и степени устойчивости пород в горных выработках, их обводненности и газоносности, температурного режима и т. д.

Исследование угленосных отложений, естественно, не ограничивается только их изучением. На протяжении всей истории их изучения ставились проблемы, которые преследовали цель выяснения общих временных и пространственных закономерностей размещения угленакопления в земной коре.

В последнее время широкий размах получили исследования, в которых генетический и формационный аспекты являются их неотъемлемой составной частью. В настоящее время следует приступить к принципиально новому этапу — обобщению материалов, в процессе которого можно будет значительно детальнее расшифровать эволюцию процесса древнего торфонакопления и последующего углеобразования и выявить уже закономерности размещения угленосных формаций и их соотношения со смежными формациями. Этим самым обогатится не только наша наука об угле и угленосных формациях, но и практика поисково-разведочных работ. И несомненно, это будет весомым вкладом в познание седименто- и литогенеза осадочных образований.

Таким образом, немногие проблемы, представленные здесь, составляют существо познания осадочного процесса и успешно решаются на угленосных формациях. Поэтому дальнейшие комплексные детальные исследования последних открывают новые возможности для расшифровки многих частных и общих вопросов геологической науки в целом. Основные усилия не только геологов-угольщиков, но и всех тех, кто занимается изучением осадочных образований, должны быть направлены прежде всего на выяснение генезиса осадков. Для этого необходимы дальнейшее усовершенствование существующих и разработка новых детальных геологических методов; еще более широкое применение разнообразных современных физических, химических, оптических и других методов изучения вещественного состава осадков и пород. Особая роль принадлежит последующим процессам и причинам, приводящим к формированию угольных бассейнов и месторождений, а также к преобразованию минеральных и органических осадков в породы с распределением в них кларковых и рудных концентраций различных химических элементов. С другой стороны, угленосные формации будут познаны с момента их возникновения до современного состояния как четко обособленные геологические тела, занимающие определенное трехмерное положение в земной коре.

III

Основное внимание в рамках прогнозируемого направления должно быть уделено интенсификации и ускорению исследований в восточных регионах страны (Казахстан, Сибирь, Дальний Восток), что обусловлено вышеуказанным стратегическим смещением угольно-сырьевой базы и угледобывающей промышленности в сторону бассейнов с основными запасами энергетических и коксующихся углей. Кроме того, в этих регионах предстоит формирование перспективного положительного топливно-

энергетического баланса Сибири и Дальнего Востока, что также послужит причиной переориентации исследований.

В организационном и методическом плане будет проводиться координация исследований с институтами АН СССР, а также с производственными и отраслевыми научно-исследовательскими институтами Мингео и Минугля СССР. Взаимное использование фактического материала геологоразведочных работ будет направлено на создание и публикацию опорных детальных литолого-стратиграфических разрезов, литолого-фациальных профилей с целью палеоструктурных и прогнозных построений на основе внутри-, межбассейновой и межрегиональной корреляции угленосных формаций всех возрастных интервалов.

Все литологические исследования угленосных формаций предполагается проводить на более высоком уровне и на широкой генетической основе в тесной координации со смежными научными направлениями: событийной стратиграфией, тектоникой, углепетрографией, геохимией, геофизикой и пр. Предстоит внедрение единой унифицированной комплексной методики литолого-фациальных и формационных исследований в практику региональных исследований, создание терминологических и толковых словарей по литологии и угольной геологии, методических руководств и инструкций по проведению научно-исследовательских работ. Потребуется использование новых геофизических методов с непосредственной литологической интерпретацией каротажных диаграмм, детальных физических методов изучения вещества угля, изучение растений-торфообразователей с целью более обоснованного прогнозирования качества углей.

Завершающим направлением исследований является палеогеографическое картирование, которое предполагается выполнять в несколько этапов на надежной стратиграфической основе. На первом этапе предполагается создание серий палеогеографических (в том числе литолого-фациальных и палеоструктурных) карт среднего масштаба ($1 : 100\,000$ — $1 : 250\,000$) для отдельных бассейнов и регионов, отражающих отдельные этапы углеобразования с детальностью до яруса или свиты. Следующий этап — построение серий палеогеографических карт мелкого масштаба ($1 : 1\,000\,000$ — $1 : 5\,000\,000$), отражающих эпохи углеобразования с детальностью до подотдела и отдела в пределах крупных регионов и частей континентов. Завершающий этап палеогеографического картирования — создание карт глобального масштаба или для полушарий, отражающих эпохи углеобразования с детальностью до системы.

Вероятно, на данном этапе исследований все палеогеографические построения должны выполняться на современной тектонической основе по следующим причинам: а) палинспастические построения пока недостаточно надежны и выполнены лишь на отдельных полигонах; б) плейт-тектонические реконструкции неравнозначны для платформ и складчатых областей; в) палеоструктурные и палеотектонические построения на палинспастической основе практически исключают возможность планирования геологоразведочных или геологпрогнозных исследований в районе раздвигов, т. е. в местах реконструируемых былых морских бассейнов.

Примером палеогеографических построений могли бы послужить серии карт для наиболее стратиграфически обоснованных юрской и карбоновой систем с достоверно разработанными вопросами углеобразования в пределах не только Советского Союза, но и всего мира.

С теоретических позиций глобальные палеогеографические построения, основанные на детальном литолого-фациальном и формационном анализе, должны помочь в обосновании и корректировке ныне существующих палеотектонических карт на основе плейт-тектоники, особенно территорий, захватывающих СССР.

Прямым практическим результатом палеогеографических построений с акцентом на эпохи и этапы торфонакопления (углеобразования) будут выделение закрытых перспективных площадей и построение прогнозных карт на эти ископаемые в пределах бассейнов, регионов, континентов и в

глобальном масштабе. Этому будут способствовать разработанные в нашей стране критерии прогноза углей и их ресурсов до 2000 г. и в XXI в.

Разработанные принципы и методы прогнозной оценки главных типов структурно-формационных зон на комплекс твердых горючих ископаемых позволят в процессе геологосъемочных работ более обоснованно оценивать перспективность угольных и сланцевых месторождений, выявлять наиболее промышленно ценные из них.

Основными задачами по прогнозной оценке являются:

1. Изучение условий концентрации и закономерностей размещения в разрезе и на площади исходных масс органики.

2. Определение качественных показателей углей и выявление закономерностей распределения в разрезе и на площади углей различных генетических типов и степени метаморфизма.

3. Выявление связей между признаками угленосных формаций различных геоструктурных зон (мощностью, фациальным составом, ритмичностью и др.) и их угленосностью.

4. На этой основе — разработка принципов и методов прогнозной оценки главных типов структурно-формационных зон на уголь и горючие сланцы.

В процессе работ будут уточнены известные и выявлены новые критерии угленосности и качества углей (палеогеографические, тектонические, литолого-фациальные, стратиграфические, геохимические). Принципы и методы прогнозирования будут разрабатываться на основе дополнительного сбора и анализа материалов по бассейнам и месторождениям Полярного и Среднего Урала, зоны Байкало-Амурской магистрали, Красноярского края, Казахстана, Якутии, Северо-Востока СССР.

В итоге исследований по проблеме будут:

— разработана теория древнего торфонакопления и последующего углеобразования в различных палеогеографических обстановках осадкообразования, связанных с соответствующими древними тектоническими структурами;

— сформулированы принципы и предложены методы прогнозной оценки структурно-формационных зон на твердые горючие ископаемые, а также разработаны критерии прогноза угленосности формаций различных типов;

— отражены основные результаты исследований на картах прогноза угленосности в масштабах от 1 : 2 500 000 до 1 : 5 000 000 с врезками более крупных масштабов для отдельных районов;

— приведены рекомендации для выбора первоочередных площадей под поисково-разведочные работы;

— составлены палеогеографические и геологопрогнозные карты; на завершающем этапе исследований будут сведены в атласы карты с объяснительными записками к ним. Предполагается многочисленный состав исполнителей этих атласов из всех регионов Советского Союза с привлечением иностранных участников, особенно соседних с нами стран Европы и Азии.

IV

Исходя из тех задач, которые должны быть решены в результате разработки прогнозируемого направления в угольной геологии, можно наметить план на ближайшую и дальнюю перспективы.

1. В связи с тем что научные исследования в области угольной геологии в настоящее время очень ограничены, особенно в институтах АН СССР, необходимо вновь организовать структурные подразделения в виде отделов-лабораторий в основных, а может быть, и во всех геологических институтах АН СССР, республиканских академиях наук, некоторых вузах и организациях Мингео СССР и Минуглепрома СССР с постановкой соответствующих исследований, желательно уже в 1987 г.

2. Создание при ОГГГГН Академии наук СССР научного совета по проблемам геологии твердых горючих ископаемых. Срок — 1987 г.

3. Дальнейшее совершенствование генетической и геолого-промышленной классификаций угленосных формаций, углей и угольных сланцев. Организации-исполнители: институты АН СССР, Мингео СССР, Минуглепром СССР. Срок — 1990 г.

4. Составление стратиграфических региональных и межрегиональных корреляционных схем угленосных формаций для основных этапов углеобразования от карбона до миоцена. Организации-исполнители: институты АН СССР, республиканских академий наук, вузы и Мингео СССР. Срок — 1990 г.

5. Составление атласов литолого-палеогеографических и палеоструктурных карт основных этапов углеобразования в фанерозое на территории Советского Союза (м-б 1 : 5 000 000). Организации-исполнители: институты АН СССР, республиканских академий наук, вузы и Мингео СССР. Срок — 1990 г.

6. Составление геологопрогнозных карт на уголь и другие горючие ископаемые для основных перспективных площадей (м-бы 1 : 2 500 000—1 : 5 000 000). Организации-исполнители: институты и производственные организации Мингео СССР, Минуглепром СССР. Срок — 1990 г.

7. Организация и проведение в конце двенадцатой пятилетки всесоюзного геологического угольного совещания «Угленосные формации и угольные месторождения (образование, размещение и прогнозы)».

8. Расширить в вузах страны подготовку специалистов с высшим образованием, а также специалистов высшей квалификации (через аспирантуру) в академических институтах и вузах страны.

9. Создание серии учебных руководств для вузов по угольной геологии и углепетрографии, углехимии с целью повышения уровня преподавания этих предметов при подготовке специалистов с высшим образованием.

10. Создание многотомного издания «Угленосные формации», а также ряда обобщающих монографий по отдельным разделам угольной геологии. Срок — 1990—1995 гг.

В заключение следует отметить, что реализация данной программы явится вкладом в дальнейшее развитие фундаментальных представлений об эволюции углеобразования в истории Земли.

УДК 551.21 : 551.245

О РОЛИ ПЕСЧАНОГО ДИАПИРИЗМА В ТРАКТОВКЕ ГЕНЕЗИСА ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

ХОЛОДОВ В. Н.

Рассмотрено явление песчаного диапиризма, связанное с грязевыми вулканами п-ва Челекен; доказывается эллизионный механизм формирования грязевых вулканов, аномально высоких пластовых давлений (АВПД), а также нефтяных и газовых месторождений.

Под процессами диапиризма обычно понимают явление выдавливания пластических осадочных пород, таких, как каменная соль, гипс, глины, глинистые сланцы и др., под действием тектонических напряжений. В обычном состоянии пески и песчаники не принадлежат к группе пластических образований, однако, в некоторых редких обстановках их текучесть может существенно возрастать; при этом в песчаных пластах образуются пльвуны, возникают разрывы слоев, «кластические» или песчаные дайки и оползни [35].

В ряде предыдущих работ нами был детально рассмотрен механизм этого явления, а также те условия, которые благоприятствуют проявлению песчаного диапиризма в палеоген-неогеновых толщах Кавказа [46, 47, 49, 50].

В процессе изучения грязевого вулканизма, осуществлявшегося автором в 1982—1983 гг. на территории Азербайджана, Южного Каспия и Западной Туркмении, была установлена тесная генетическая связь между песчаным диапиризмом и образованием грязевых вулканов; этой проблеме и посвящено настоящее сообщение.

Полуостров Челекен в геологическом отношении является составной частью Западно-Туркменской низменности. В его пределах полого наклоненная равнина, постепенно понижающаяся от Большого Балхана и Копетдага к Каспийскому морю, осложняется поднятием Чохрак. С тектонической точки зрения центральная часть Челекена представляет собой крупную и сложнопостроенную антиклинальную складку северо-восточного простиранья.

В ядре Челекенской складки обнажаются плиоценовые отложения красноцветной толщи, а также залегающие на них толщи акчагыла и апшерона; крылья структуры слагаются постплиоценовыми отложениями бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов.

Красноцветная толща представлена чередованием известковистых глин бурого, красного и коричневого цвета с пластами косослоистых песчаников и алевролитов. В ней часто наблюдаются поверхности размывов, встречены глиняные катуны и многочисленные русловые врезы. По всей вероятности, эта толща принадлежит к фациям подводной части дельты палео-Узбоя и была отложена в условиях крайнего мелководья. Мощность 2500—2600 м.

Акчагыл слагается зеленовато-серыми известковистыми листоватыми глинами, содержащими несколько прослоев белого вулканического пепла; в них обильны фосфатизированные рыбные остатки, отражающие их морское происхождение. Мощность 20—30 м.

Апшерон сложен серыми и коричневато-серыми песчанистыми глинами, среди которых располагаются маркирующие пласты ракушечника, песка и вулканического пепла. Особенно широко в центре полуострова распространены пласты грязевулканических брекчий. Мощность 260—280 м.

Бакинский ярус начинается пластом гастроподового известняка-ракушечника, на котором залегают зеленоватые, серые и розовые глины с прослоями песков и алевролитов. Разрез завершают черные глины. Для толщи характерны подводно-оползневые текстуры. Мощность 180—250 м.

Хазарские слои представлены чередованием ракушняка, состоящих из *Corbicula fluminalis* Mull. и черных глин. Мощность 35 м.

Хвалынские отложения слагаются плохо отсортированными песками, в основании которых встречен железистый конгломерат. Мощность 20 м.

Новокаспийский ярус, завершающий нормальный стратиграфический разрез исследуемого района, представлен желтовато-серыми песками, слагающими пляжи, барханы и дюны.

Челекенская складка представляет собой крупную брахиантиклиналь, имеющую в длину 35, в ширину 15 км и амплитуду поднятия относительно смежных депрессий 1700 м.

В центральной части складка рассечена таким большим числом разрывных нарушений, что со времен Н. И. Андрусова [2] ее принято сравнивать с разбитой тарелкой. Из общей массы разломов довольно определенно выделяются сбросы двух систем.

Первая система сбросов прослеживается в субширотном или северо-восточном направлении, примерно параллельно оси поднятия; вторая — развита в западной части складки и характеризуется северо-западным простиранением разломов.

На пересечении сбросов двух направлений располагаются ныне действующие грязевые вулканы Западный и Розовый Порсугели, а также древней грязевой вулкан Алигул.

Район Алигула представляет собой сложный тектонический узел, расположенный почти в центре исследуемой тектонической структуры (фиг. 1). На западе урочище ограничено субмеридиональным Алигул-Куртепинским сбросом, по которому красноцветная толща контактирует с полем акчагыльских пород и грязебрекчиями древнего вулкана.

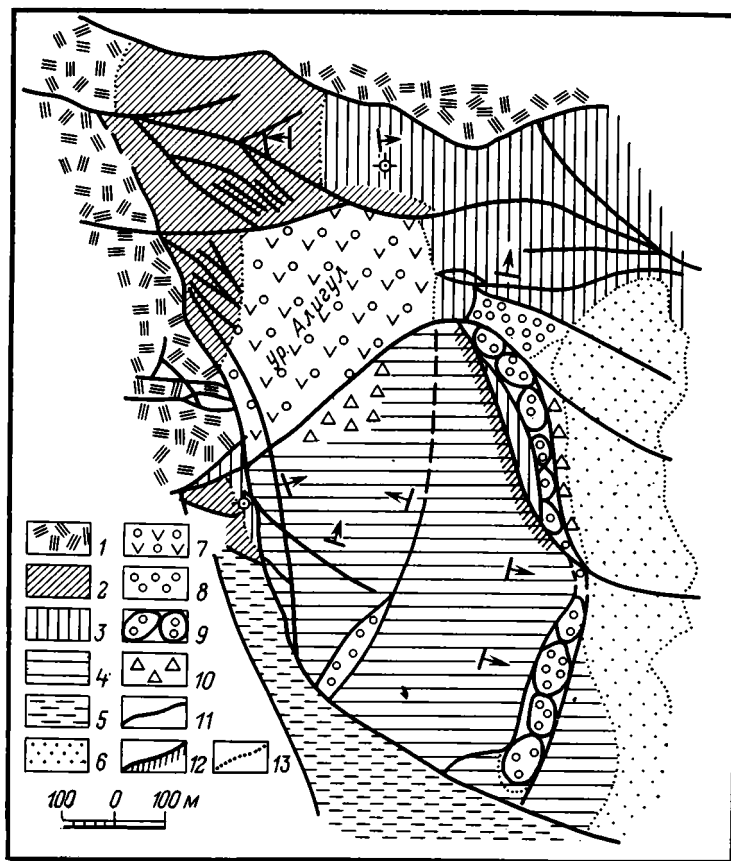
На севере прослеживается субширотный Куртепинский сброс, по которому отложения красноцветной толщи соприкасаются с акчагыльскими и апшеронскими слоями.

В средней части урочища Алигул располагается столовая возвышенность, со всех сторон изрезанная оврагами и саями; она слагается грязебрекчиями, поле которых в плане имеет форму пятиугольника и со всех сторон ограничено пересекающимися разломами. К югу от пятна грязебрекчий, в субмеридиональной долине распространены зеленоватые-серые глины, пески и мергели бакинского яруса; с юго-запада все тот же Алигул-Куртепинский сброс отделяет их от зоны развития хазарских ракушечников и черных глин, а на востоке долину ограничивает дугообразная система разломов, внутри которой заключены «глыбы палеогеновых пород» и грязебрекчий.

Вопрос о строении массива Алигул неоднократно привлекал внимание геологов.

Один из первых исследователей геологии Челекена А. П. Иванов [20] считал, что массив Алигул представляет собой скопление грязебрекчий подводного грязевого вулкана, активно действующего с времен апшеронского века. При этом, как позднее отметил Н. И. Андрусов [3], цитировавший письмо А. П. Иванова от 23 февраля 1917 г., этот исследователь доказывал, что никаких периферических сбросов или даже ничтожных трещин, ограничивающих Алигул с запада, севера и востока, нет, есть только одна полукольцевая трещина, шириной до 7 м, по которой изливался «шламм»; так А. П. Иванов именовал ископаемый сопочный ил. По-видимому, именно в районе этого крупного нарушения описана кластическая дайка [20].

Характерно также, что в толще грязебрекчий, слагающих массив Алигула, А. П. Иванов разглядел «оливковые и зеленоватые песчаники», образующие огромные блоки протяженностью в несколько метров, замаскированные сопочным илом. Кроме того, в окрестностях грязевого вул-



Фиг. 1. Схема геологического строения района грязевого вулкана Алигул (п-ов Челекен) 1 — красноцветная толща; 2—5 — слои (2 — акчагыльские, 3 — апшеронские, 4 — бакинские, 5 — хазарские); 6 — четвертичные отложения; 7—8 — грязебрекчии (7 — жерловой фации вулкана, 8 — периферической фации, залегающие в толще нормальных морских отложений); 9 — глыбы песчаных диапировых брекчий; 10 — переотложенные обломки грязебрекчий; 11 — разломы; 12 — ожелезненные сбросы; 13 — нормальные геологические контакты пород

кана он обнаружил глыбы желтых известняков с обильной мезозойской фауной, размеры которых достигали 10 м³; эти глыбоподобные валуны в настоящее время залегают на разновозрастных породах, но несомненно представляют собой выбросы более древних извержений вулкана.

А. П. Иванов [20] впервые заметил, что в апшеронских отложениях вблизи от вулкана Алигул встречаются многочисленные прослои сопковой брекчии, мощность которой составляет 0,2—11 м; при удалении от этого района пласты брекчий выклиниваются и они постепенно переходят в черные неразбухающие глины. К этому мнению присоединился и Н. И. Андрусов [3].

Позднее К. П. Калицкий и В. Н. Вебер [9, 22], детально закартировавшие всю площадь Челекена, разработали несколько иную концепцию строения урочища Алигул. Согласно представлениям этих авторов, здесь главной структурой является «полигонально отграниченный сбросами „горст“, в котором проступают мягкие породы палеогена, не обнажающиеся нигде на острове, кроме этого места» [9, с. 120]. К югу от этого горста расположен крупный и сильно деформированный грабен, в котором развиты хазарские отложения (слои с *Corbicula fluminalis*). Эти исследователи считали, что «самым замечательным с точки зрения тектоники является Алигульский горст, который выдвинут кверху не менее чем на 400 саж. ..., при этом совершенно непонятным образом движение это мало отразилось на соседних породах» [9, с. 120].

Любопытно, что жерло грязевого вулкана Алигул К. П. Калицкий поместил к западу от горста, сложенного породами палеогена; здесь он обнаружил бугры, представленные глыбами разных пород (от юрских известняков до палеогеновых песчаников), а также разломы, заполненные сопочной брекчий.

Геологический очерк и карту Алигульского планшета составил В. Б. Порфирьев [36]. Этот исследователь отверг гипотезу горстового строения центрального поля, присоединившись к мнению А. П. Иванова и Н. И. Андрусова о том, что «столовая гора Алигул представляет собой часть обширного покрова сопочной брекчии, время отложения которой относится к среднему отделу апшеронского яруса» [36, с. 6]. Он также считал, что главное жерло вулкана должно находиться где-то в центральной части массива, так как вряд ли маленькие газовые неки в поле развития акчагыльских пород смогли послужить путями извержения огромных отторженцев палеогена.

В. Б. Порфирьев не обнаружил «полукольцевой трещины» А. П. Иванова, «по которой изливался шлам», но подчеркнул брахисинклинальное строение поля хазарских пород, которые, довольно полого залегая в ядре структуры, падают под углом 80° в пределах восточного крыла, ограниченного сбросом.

В 1952—1953 гг. в районе урочища Алигул В. В. Семенович [40, 41] провел структурно-картировочное бурение, позволившее установить, что массив грязебрекчий и палеогеновых глыб не является ядром протыкания, а представляет собой покров, нормально налегающий на западе на отложения акчагыла, а на востоке — на толщи апшерона; с севера и юга он обрезан субширотными сбросами. Покров из глыб палеогеновых пород и грязебрекчий скрывает главное жерло грязевого вулкана, расположенное, по-видимому, где-то в центре массива.

На профильном разрезе через массив Алигула, а также на структурной схеме района, составленной В. В. Семеновичем [41], хорошо видны следы проседания внутри покрова глыб и грязебрекчий; с ними гармонирует строение Хазарской синклинали, с юго-востока сочленяющейся с покровом и окруженной кольцевыми разломами.

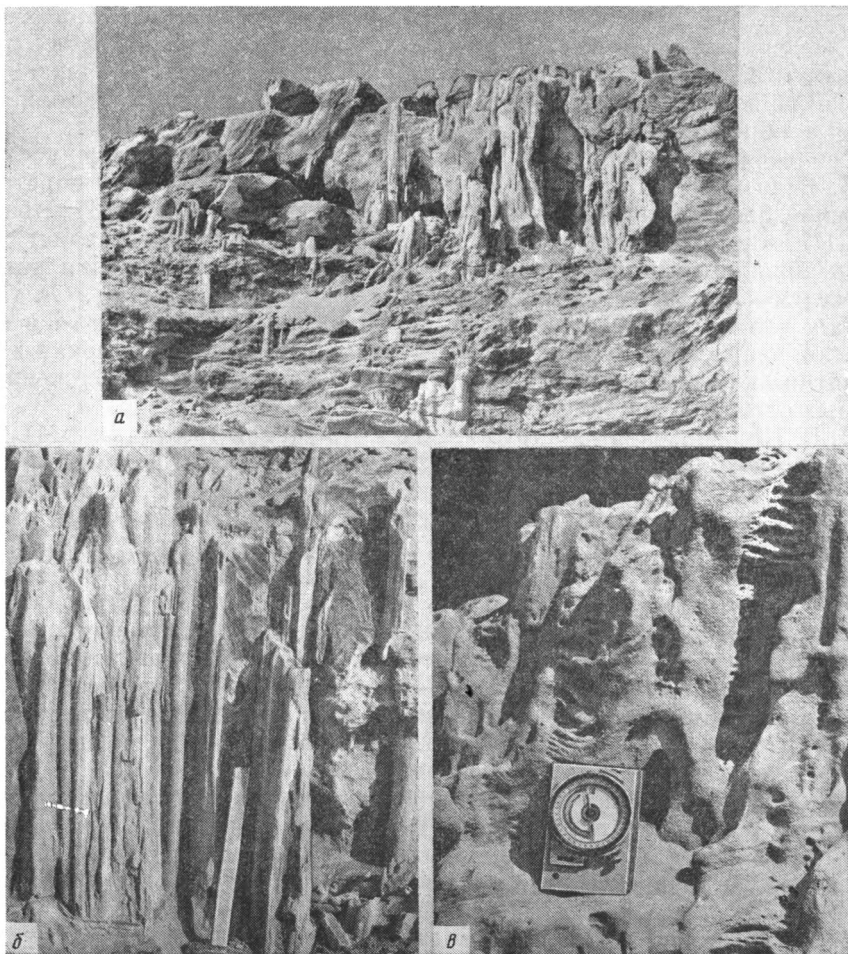
В. В. Семенович пришел к выводу, что извержения грязевого вулкана Алигул происходили с нижнего апшерона и вплоть до хазарского времени, что они начались с выноса крупных глыб и валунов палеогеновых пород, а затем сменились истечением грязебрекчий. Последние чередовались с нормальным осадкообразованием в морских и озерных водоемах; извержения завершились проседанием в районе массива Алигул, компенсирующем вынос большого количества грязебрекчий из недр. На месте вулкана, по-видимому, образовались депрессионная воронка и озеро, и он в течение некоторого времени по морфологии был сходен с Западным и Розовым Порсугелем.

Последующее затухание грязевой активности, поднятие района и эрозия значительной массы молодых отложений завершили озерную стадию и обнажили корни грязевулканического покрова.

Следует подчеркнуть, что в районе урочища Алигул (см. фиг. 1) наряду с главным жерлом грязевого вулкана, скрытого массивом грязебрекчий и глыб палеогеновых пород, обнаруживается ряд участков, которые можно рассматривать как ряд дополнительных каналов, по которым материал извержений подавался на дневную поверхность. Так, например, к западу от массива Алигул, в пределах поля развития акчагыльских отложений, вдоль многочисленных трещин и разломов широко развиты грязебрекчии, а над одним из разломов сохранились конусы, сложенные обломками палеогеновых пород, сцементированных глинистой массой.

В южной части Хазарской синклинали вдоль разлома обнажаются останцы закированных песчаников мощностью 0,5—1,5 м; они образуют линзовидное тело, прослеженное на 7—10 м по простираанию разлома.

Однако наиболее интересное в генетическом отношении явление можно наблюдать в восточной части Хазарской синклинали, вдоль кольце-



Фиг. 2. Песчаные диапировые брекчии

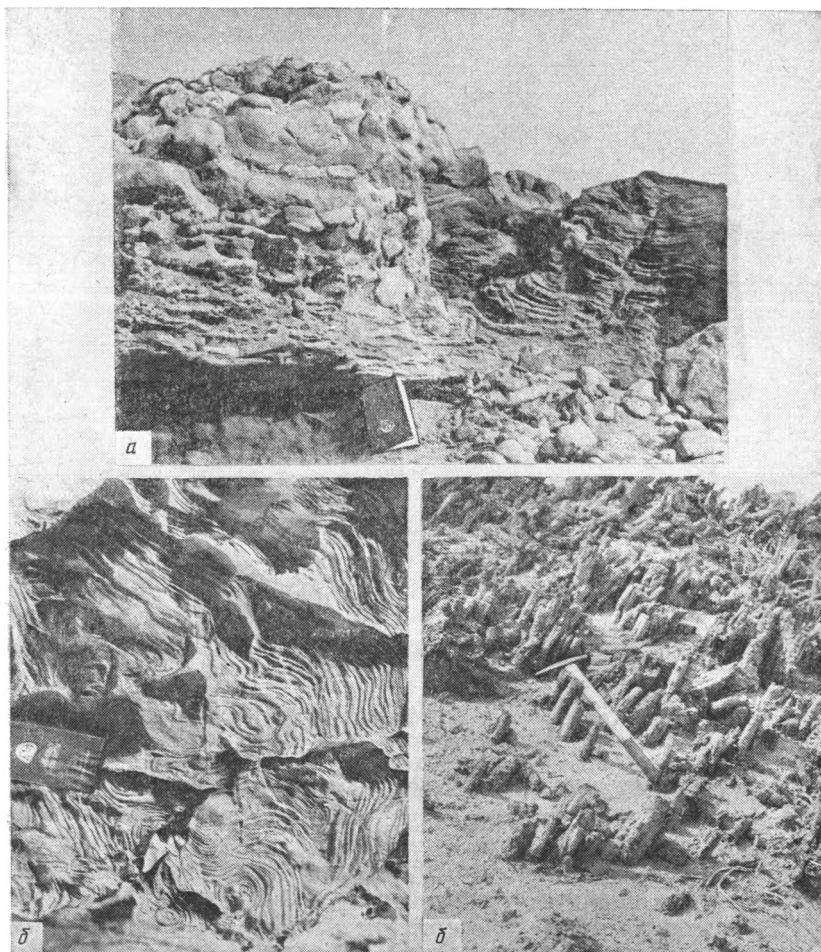
а — общий вид обнажения (темные пятна — бурые глинистые песчаники — хлоролиты, пропитанные битумом; серые — серые карбонатные песчаники);
б — деталь обнажения — органоподобные скопления песчаных труб; *в* — текстуры на поверхности карбонатных песчаников

вых разломов, ограничивающих эту тектоническую структуру (см. фиг. 1).

Здесь обнажается заключенная между двумя сбросами гряда, сложенная глыбами серых карбонатных песчаников и темно-коричневых хлоролитов (битуминозных слюдистых глинистых песчаников). Гряда имеет ширину от 5 до 9 м и, то сужаясь, то расширяясь, прослеживается от Алигульского массива на юг вдоль всей Хазарской брахисинклинали на расстояние 700—800 м (фиг. 2, *а*, 3, *а*).

В пределах гряды, возвышающейся над всей местностью южнее Алигульского массива, довольно прихотливо чередуются глыбоподобные участки, в которых преобладают серые песчаники с участками преимущественного развития темно-коричневых глинистых песчаников, причем размеры их достигают 2—3 м в длину.

Глинистые песчаники под микроскопом слагаются остроугольными, реже окатанными обломками кварца, полевых шпатов, халцедона, роговой обманки с чешуйками мусковита, серицита, многочисленными сложными зернами карбонатов. Размерность колеблется от 0,005 до 0,15 м. Порода цементируется глинистой массой, местами окрашенной битумоидами в коричневато-серый цвет. Характерна неясно выраженная слоистость, которая на плоскости напластования нередко сменяется текстурой течения (см. фиг. 3, *б*); порода необычайно сходна с теми глинистыми



Фиг. 3. Песчаные диапировые брекнии

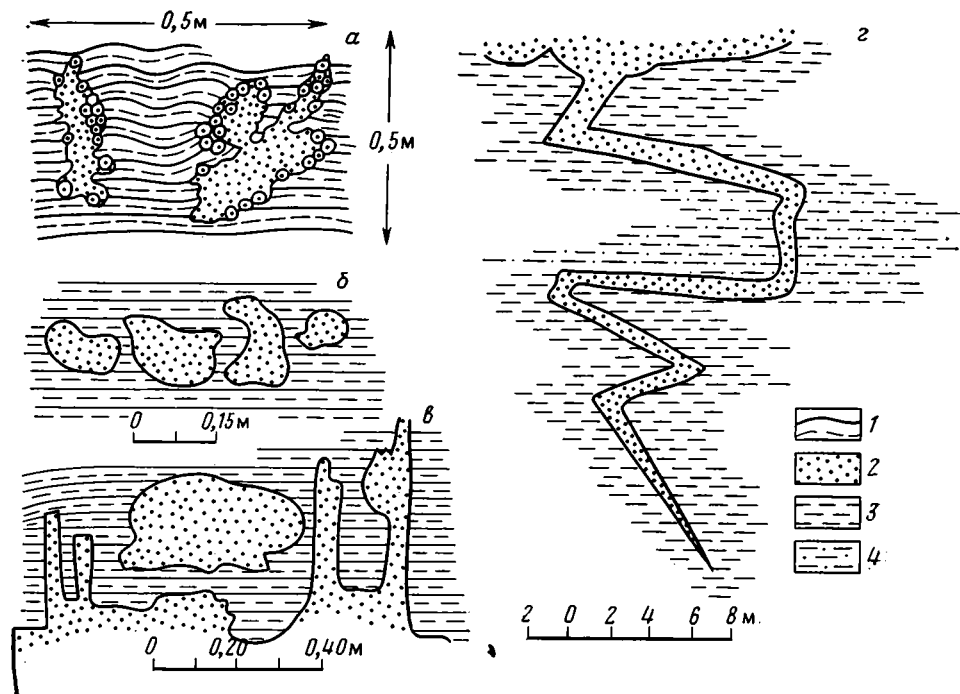
а — общий вид обнажения (темные пятна — бурые глинистые песчаники, пропитанные битумоидом; серые — серые карбонатные песчаники); *б* — текстуры течения на поверхности бурых глинистых песчаников; *в* — песчаные трубки, сцементированные гипсом и гидроокислами железа

грязебрекциями, которые широко распространены в пределах самого массива Алигул.

Серые карбонатные песчаники в пределах изученного нами обнажения распространены не менее широко. Они представлены обломками кварца, халцедона, полевых шпатов (микроклин и ортоклаз), роговой обманки, мусковита, серицита, имеющими остроугольную форму; преобладают грубозернистые фракции. Обычно порода сцементирована крупнокристаллическим кальцитом; местами наблюдается коррозия кварцевых обломков, замещение роговых обманок и полевых шпатов карбонатами, пиритизация железосодержащих минералов.

Между темно-коричневыми глинистыми и серыми карбонатными песчаниками в обнажениях наблюдаются сложные текстурные взаимоотношения. Чаше всего в подчиненных количествах встречаются серые песчаники, которые образуют конкрециевидные тела, глыбы и глыбоподобные образования, трубы и трубоподобные включения и, наконец, песчаные кластические дайки (фиг. 4).

Конкрециевидные тела обычно очень широко распространены; диаметр их варьирует от 2 до 20 см. Встречаются конкрециевидные образования почти идеальной шаровидной формы, однако тут же рядом залегают палочковидные, прyalковидные, котлетовидные песчаные тела,



Фиг. 4. Зарисовки текстурных взаимоотношений пород диапировых брекчий
 а — гроздевидные скопления конкрецевидных тел карбонатного песчаника в бурых глинистых хлидолитах; б — формы глыбоподобных тел песчаника; в — глыбы и трубы серых песчаников; 2 — кластическая дайка в хазарских отложениях

включенные в темно-коричневый хлидолит. Иногда округлые песчаные тела сливаются в двойные, тройные и даже гроздевидные скопления, образуя включения удивительно прихотливой формы (см. фиг. 4, а). Как это хорошо видно на фотографиях (фиг. 5), морфологические очертания конкрецевидных тел трудно описать на бумаге; кроме того, эти образования легко образуют переходы к глыбам и трубам. Внутри таких конкрецевидных тел нередко обнаруживаются скопления жидких битумоидов.

Глыбоподобные тела, сложенные серыми карбонатными песчаниками, местами составляют в поперечнике 10—15 см, но иногда их диаметр достигает 2—4 м. Некоторые особенности морфологии глыб видны на фиг. 3, а, а наиболее типичные их формы — на фиг. 4, б, в. Сравнительно редко среди глыбоподобных песчаников встречаются тела, имеющие в сечении форму полумесяца (роллоподобные) или текстуры снежного кома (закрутыши).

Иногда длинные оси глыб ориентируются перпендикулярно к напластованию, образуя трубообразные тела.

Трубоподобные включения резко преобладают в северной части обнажения, прилегающей к массиву Алигула; здесь они придают совершенно неповторимый облик песчаной горе, заключенной между двумя разломами (см. фиг. 2, а). Размеры трубоподобных тел варьируют от 1 до 30 см в толщину и от 10 см до 0,9 м в длину. Встречаются одиночные трубовидные образования, но чаще они сливаются в органоподобную систему, которая как бы протыкает сложноперемятую массу темно-коричневых глинистых песчаников (см. фиг. 2, б, 4, в). Обычно периферическая часть песчаной трубы сцементирована прочнее, чем центральная; в связи с этим при выветривании песок легко высыпается из внутренней полости, образуя настоящую трубку. Нередко внутри такого образования встречаются примазки и даже жидкие включения битумоидов. В некоторых случаях выветривание систем трубоподобных тел создает весьма прихотливые решетчатые текстуры (см. фиг. 2, в).

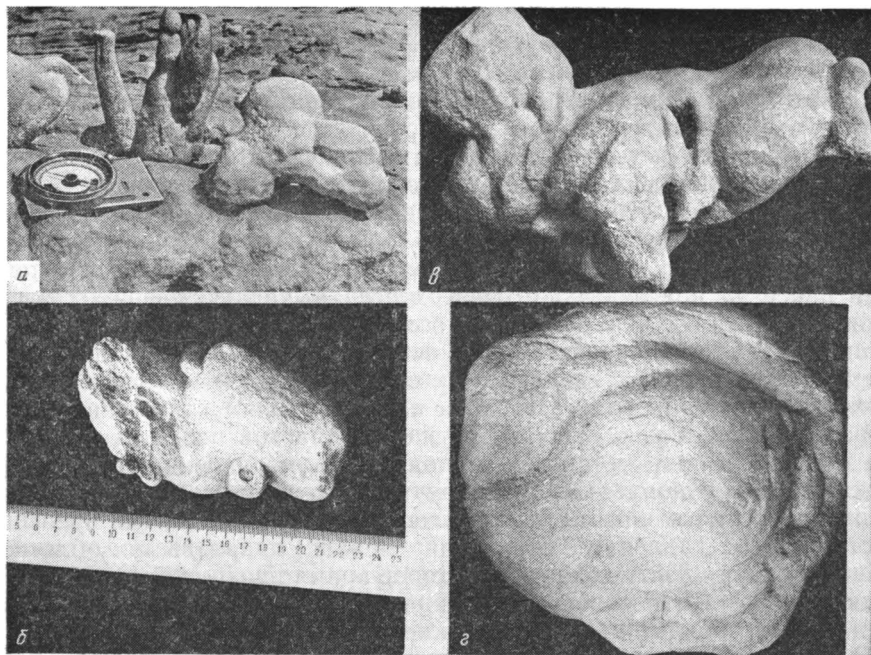


Рис. 5. Фотографии трубообразных (а), глыбоподобных (б, в) и конкрециевидных (г) тел, сложенных серыми карбонатными песчаниками

Кластические или песчаные дайки распространены более локально; они были встречены нами примерно в средней части обнажения, в 300—400 м южнее массива Алигул, в том месте, где выход глыбовых песчаников пересекается сбросом (см. фиг. 1).

Здесь на сильно выровненной поверхности обнаженных хазарских слоев, падающих на запад под углами $75\text{--}80^\circ$, резко выделяются две хорошо отпрепарированные дефляцией крупные кластические дайки; они отвечают от крупных глыб серого карбонатного песчаника и, затухая, прослеживаются с востока на запад на расстоянии 22—25 м.

Морфологические особенности одной из этих кластических даек видны на фиг. 4, г; она представляет собой разновидность Z-образной дайки, усложненную коленообразными изгибами. Толщина ее достигает 0,25 м, длина 24 м. Она сложена белым, сильнокарбонатным песчаником; под микроскопом видно, что наряду с обломками кварца, полевых шпатов, роговой обманки и слюд в тонкозернистую карбонатную массу включены крупные округлые включения глинистых пород. Обычно они в 3—4 раза крупнее обломков терригенных минералов и окружены крупнокристаллической крустификационной карбонатной оторочкой. В средней части обнажения дайка сечет сильно закированный пласт песчаника. На всех остальных участках она залегает в глинах.

Кроме того, вблизи от даек встречено много более мелких тектонических трещин, заполненных карбонатным песчаником.

В целом глыбовое образование, состоящее из сложного сонахождения темно-коричневых глинистых песчаников и описанных нами выше текстур серых известковых песчаников, заключенное между двумя крупными разломами, полукольцом окружающими Хазарскую синклинали, по-видимому, и есть та самая «трещина» А. П. Иванова [20], по которой на дневную поверхность изливается «шламм». По механизму своего образования это типичный «горизонт с включениями», или палеоплывун, и его возникновение, очевидно, следует связывать с двумя обстоятельствами.

Во-первых, возможно, что оба компонента, т. е. песок, разжиженный глинисто-битумоидным флюидом, и песок, разжиженный водой с углекислотой, продавливавшиеся под большим давлением по системе разло-

мов, вели себя вначале как две вязкие субстанции. Соотношение текстур позволяет считать, что более разжиженный, т. е. менее вязкий песок с водой и углекислотой образовывал в песке с глинисто-битумоидным флюидом морфологически очень сложные обособления, напоминавшие то пузырьки, то глыбы и трубы.

Во-вторых, не вызывает сомнения, что зафиксироваться в этих формах песок, разжиженный углекислотой, мог только в том случае, если он мгновенно отвердевал, переходил из песка в песчаник, из вязкого и полужидкого становился твердым.

Механизм такого быстрого отверждения песчаного пловуна рассмотрен нами ранее на примере кластических песчаных даек, развитых в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья [46, 47, 50]. Было показано, что дайки представляют собой типичные инъекции полужидкой песчаной пульпы в твердые, уже сформированные толщи менее пластичных вмещающих глин. Песчаные пловуны (или разжиженные пески) образовывались в результате погружения пластов песка на значительные глубины и поступления в них под большим давлением некоего разжижавшего их флюида. Огромные внутренние пластовые давления в песчаном пласте, по-видимому, на отдельных участках начинали превышать геостатическое давление, сцепления между кварцевыми обломками уменьшались и пласт песка на некоторое время превращался в типичный пловун; на каких-то участках бассейна его пластические свойства начинали заметно превышать пластические свойства вмещающих глин.

В специфических условиях глубоких зон катагенеза, в которых разжиженные пески и плотные, окаменевшие глины оказались в тесном контакте между собой, любое дизъюнктивное нарушение разделяющих глин, и в первую очередь, конечно, формирование трещин отрыва, с их типичным вакуумом внутри, должно было бы вызвать внедрение в них полужидкой песчаной пульпы.

Формирование кластической дайки в какой-то степени напоминало пневматический удар; оно происходило мгновенно, существенно увеличивало объем песчаного пласта и тем самым резко снижало пластовое давление. Падение пластового давления вновь уравнивало систему, и песок снова становился слабoplastичным образованием. Само собой разумеется, что внедрение пловуна внутрь трещины сопровождалось механическим отрывом от ее стенок и захватом остроугольных кусочков глин, конкреций и других выступающих частей пласта.

Падение пластового давления способствует падению давления углекислоты, а это в свою очередь сопровождается выпадением из флюида твердого карбоната, цементирующего тело дайки. Таким образом, пловун, внедрявшийся в трещину, вновь приобретал твердость не только в результате возникновения сцепления между обломками минералов, но и вследствие их плотного скрепления карбонатными аутигенными минералами — новообразованиями.

Интерполируя этот процесс на другие формы карбонатизации песчаников, можно предполагать, что их быстрое затвердевание было обусловлено дегазацией флюидов, разжижавших песок вблизи от дневной поверхности.

Наряду с карбонатизацией песчаников вдоль разломов местами интенсивно осуществлялась и их сульфидизация.

Действительно, на расстоянии 2—3 м западнее трещины, заполненной глыбовыми карбонатно-глинистыми песчаниками, в том же районе урочища Алигул фиксируется еще одно тектоническое нарушение, отчетливо трассируемое довольно крупными буграми (см. фиг. 3, в).

Поверхность этих холмов покрыта целым лесом своеобразных трубок, размеры которых обычно колеблются от 1×10 см до 4×40 см. Чаше всего трубки в виде одиночных образований поднимаются из железистого почвенного покрова, но иногда они сливаются в своеобразную щетку, полностью скрывающую почвенный покров.

Детальное изучение подобных трубок показало, что они сложены песчаником; последний так же, как и в ряде предыдущих случаев, состо-

ит из остроугольных и слабоокатанных обломков кварца, плагиоклазов, глинистых пород, реже слюды (мусковит) и сильно измененной роговой обманки, сцементированных гипсом и ангидритом, а также гидроксидом железа с небольшой примесью карбонатов и битумоидов.

Повсеместно породы очень сильно изменены; только усиленные поиски внутри железистых корок позволили установить в некоторых трубках реликты сульфидов (пирит), также присутствующих в цементе песчаников. Это дало возможность предположить, что в пределах ожелезненных и загипсованных бугров мы имеем дело с зоной окисления песчаных трубок, ранее полностью цементировавшихся сульфидами. Такие пиритонесные трубы были описаны в разных районах п-ова Челекен В. И. Дворовым [16] и упомянуты рядом других исследователей.

Все это позволяет предположить, что здесь мы имеем дело с тектоническим нарушением, вдоль которого выжимались трубы песчаного плавна, первоначально сцементированного карбонатно-сульфидными минералами.

Любопытно, что для миграции сероводорода в водах и других подземных флюидах большое значение имеет присутствие карбонатов: при увеличении растворенных карбонатов параболически возрастает и содержание H_2S , так как обе кислоты находятся в так называемом сульфидно-карбонатном равновесии [54].

Механизм взаимодействия сероводорода с металлами в значительной степени определяется щелочностью или кислотностью раствора; большое значение в этом случае имеет поведение иона HS^- .

Не вызывает сомнения, что резкое падение пластового давления и возникновение твердой карбонатной фазы в растворе, насыщающем песок, должно было вблизи поверхности создавать щелочную среду с высокими значениями pH, а это в свою очередь стимулировало активность ионов HS^- и формирование сульфидов железа.

Последующее окисление пирита по схеме сернокислотного выветривания обусловило переход FeS_2 в Fe_2O_3 , большую геохимическую подвижность Fe^{3+} и образование гипс-ангидритового цемента, столь широко развитого в песчаных трубках на холмах.

В целом следует подчеркнуть, что в районе грязевого вулкана Алигул извержения осуществлялись не только центральным, но и трещинным путем и наряду с глыбами, обломками и грязевыми потоками, извергавшимися из главного жерла, по трещинам и нарушениям осуществлялась дегазация, которая вызывала целую цепь минеральных новообразований, а последнее в свою очередь жестко фиксировало текстуры песчаного диапиризма вдоль разломов.

Следы песчаного диапиризма, детально изученные нами на п-ове Челекен, не являются, по-видимому, редким исключением. Судя по литературным данным [37, 45], аналогичные текстуры распространены вблизи грязевого вулкана Боядаг, в неке Карабурун (Западная Туркмения), на Донгуздыкском поднятии Кобыстана (Азербайджан), а также в диапировых структурах Кыркишлакской, Нардаран-Сулейманской, Кирмакинской и Юнусдагской антиклиналей Юго-Восточного Кавказа.

Условия, благоприятствующие зарождению и развитию песчаного диапиризма, изучены нами на примере Восточного Предкавказья и описаны в ряде предшествующих работ [46—50]. Было показано, что главной движущей силой этого явления служат процессы гидрослюдизации и дегидратации, осуществляющиеся на глубинах от 1 до 4 км и более, при высоких температурах (100—180°С) и давлениях (200—850 атм) в толщах глинистых отложений осадочно-породных элизионных бассейнов (ОПЭБ).

При этом в системе осадочных отложений, погружающихся в глубь ОПЭБ, обычно обозначается некий уровень критических значений давлений и температур, в пределах которого переход смешанослойных глинистых структур в неразбухающие гидрослюдистые пакеты осуществляется особенно интенсивно. Так как пространственное положение такого критического P — T -уровня в пределах ОПЭБ довольно стабильно, а осадоч-

ные отложения, опускаясь, непрерывно проходят сквозь него, испытывая при этом минеральные преобразования, в пределах зоны критических давлений и температур непрерывно нарастает разуплотнение глин и увеличивается пластовое давление флюидов.

Реальность развития явлений разуплотнения глин, связанных с гидрослюдизацией монтмориллонита, в различных геологических обстановках была показана в работах [27, 29, 30].

По-видимому, мощность толщи разуплотненных глин и величина пластового давления флюидов в них в значительной степени зависят от того объема глинистых образований, которые уже подверглись процессам гидрослюдизации и прошли сквозь уровень критических давлений и температур, обуславливающий этот процесс. Наряду с этим большую роль в формировании этого явления играют исходный состав глинистых отложений, их плотность и проницаемость, гранулометрические свойства и др.

Если большой объем гидрослюдизированных глин, их существенно монтмориллонитовый исходный состав и высокие изолирующие свойства благоприятствуют проявлению максимального разуплотнения, то присутствие пластов песчаных и карбонатных коллекторов, а также наличие дренирующих разломов, наоборот, препятствуют их развитию.

Действительно, пласты пород-коллекторов (так же, впрочем, как и хорошо проницаемые разломы), достигая того уровня, в пределах которого формируются зоны разуплотнения и аномально высоких поровых давлений в глинах, вбирают в себя разжижающий флюид, сбрасывают поровое давление во вмещающих отложениях и постепенно перераспределяют аномально высокие пластовые давления (АВПД) в латеральном направлении вдоль системы проницаемых пластов или разломов.

При этом на отдельных участках песчаных резервуаров поровое давление может превысить гидростатическое, а это в свою очередь вызывает всплывание терригенных обломков, заметное увеличение пластичности песков и образование песчаных плывунов на больших глубинах. Именно таким образом формируются так называемые горизонты с включениями, а также разнообразные песчаные или кластические дайки — различные проявления песчаного диапиризма [49].

Совокупность пластов разуплотненных глин и песчаных плывунов, по-видимому, фиксируется во многих осадочно-породных элизионных бассейнах под общим названием зон АВПД. Они выявлены в разновозрастных отложениях Западного и Восточного Предкавказья, Юго-Восточного Кавказа, Азербайджана, Западной Туркмении и других нефтегазосодержащих провинций.

В Восточно-Предкавказском осадочно-породном бассейне АВПД исследовались В. А. Николаевым [34], Б. А. Тхостовым [43], К. А. Аникиевым [4], А. Г. Дурмишьяном с соавторами [19] и особенно И. Г. Киссиным [23, 24, 26].

Гидродинамические аномалии в водоносных и нефтегазоносных отложениях этого региона сосредоточены в трех главных участках: в Сунженской и Терской зонах, принадлежащих к одноименным антиклинориям, и в Кумской зоне, расположенной в северной части Терско-Кумской впадины. Кроме того, в локальных структурах бассейна выделены Журавский, Галюгаевский, Коринский и Беноевский участки; всего зарегистрировано более 25 проявлений АВПД.

Отличительной особенностью АВПД являются весьма высокие гидродинамические напоры воды, значительно превышающие отметки выходов водоносных горизонтов на дневную поверхность в пределах Кавказских гор. Так, например, в Терско-Сунженской зоне реальные гидродинамические напоры достигают величины столба высотой в 3000—4500 м, тогда как по расчетным данным они не должны превышать 300—400 м, т. е. той высоты, на которую приподняты обнажения майкопских песчаников вдоль северного крыла Кавказа.

Так же как и многие нефтяные месторождения, зоны АВПД часто бывают многопластовыми; в пределах одной и той же структуры высокие

Стратиграфическая приуроченность АВПД в пределах различных площадей региона

Стратиграфические подразделения	Черные горы (Беной, Коринский участок)	Сунженский хребет	Терский хребет	Галюгаевский участок	Кумская зона	Журавский участок
Палеоцен—эоцен	—	—	+	—	+	—
Майкоп	+	+	+	?	+	+
Верхний мел	—	+	+	—	+	+
Нижний мел	—	+	+	+	—	—
Верхняя юра	—	+	—	—	—	+

Примечание. «+» — АВПД, обнаруженные бурением; «—» — не обнаруженные.

давления наблюдаются не в одном, а в нескольких смежных водоносных комплексах.

Весьма любопытны стратиграфические закономерности распределения АВПД в пределах Восточно-Предкавказского бассейна, приведенные в таблице, составленной по материалам И. Г. Киссина [24, 25].

Как следует из приведенных данных, максимальное развитие аномальные пластовые давления получают в мощной глинистой майкопской толще, на втором месте по распространению аномалий находится верхний мел, сложенный трещиноватыми карбонатными породами, на третьем — терригенно-глинистый нижний мел и, наконец, на четвертом — терригенно-глинистые отложения палеоцен-эоценового и верхнеюрского комплексов.

Характерно, что кверху и книзу от майкопской толщи количество АВПД заметно уменьшается. Особенно следует подчеркнуть уменьшение пластовых давлений сверху вниз. Так, например, в Терско-Сунженских хребтах «коэффициент аномального давления», равный $P_{\text{пласт}}/P_{\text{геост.}}$, по И. Г. Киссину [25], падает от 0,95 (в майкопском комплексе) до 0,51 (в юре). Напомним, что в нормальной гидродинамической обстановке этот коэффициент обычно равен 0,457.

Происхождение АВПД некоторые исследователи [4, 28, 43] связывали с поступлением разжижающих флюидов по разломам из глубин земной коры. В то же время гипотеза эндогенного генезиса АВПД встретила ряд возражений и не смогла объяснить всю совокупность известных фактов в Восточном Предкавказье. Так, например, неясно, почему большинство гидродинамических аномалий отчетливо тяготеют к майкопским глинистым толщам, почему пластовые давления в многопластовых зонах АВПД падают сверху вниз, почему состав вод в области предполагаемого поступления флюидов из глубин меняется столь незначительно?

Другая группа ученых [6, 32, 33] определила АВПД как результат резкого подъема отдельных блоков осадочных пород, сохранивших в себе пластовые давления прежних гидродинамических уровней; расчеты [25] опровергают и эту гипотезу.

Ближе всего к правильному истолкованию механизма формирования АВПД в данном регионе, с нашей точки зрения, подошел И. Г. Киссин [24, 25], который, опираясь на работы В. К. Иллинга [62], Ж. Дикинсона [60], М. Хаббарта и В. Руби [61] и других зарубежных исследователей, считал, что источник аномально высоких давлений следует искать в глинистой толще майкопа.

Согласно представлениям В. Н. Холодова [49], источником флюидов, создававших АВПД в Восточном Предкавказье, а возможно, и в пределах всего Юго-Восточного Кавказа, являлись майкопские глинистые отложения, прошедшие стадию гидрослюдизации и дегидратации, т. е. погруженные на глубины порядка 2000—4000 м. Отжимающиеся на этих уровнях флюиды (вода + CO_2 + H_2S + битумоиды) в процессе их накопления создавали в глинах зоны высоких давлений, а попадая из глин в проницаемые породы-коллекторы, легко теряли углекислоту и цементировали отдельные части резервуара, замуровывая сами себя. В некоторых

случаях в песчаных коллекторах происходили гидравлические разрывы, формировались текстуры палеоплывунов, которые также обеспечивали частичную изоляцию проницаемых участков. Во всех этих вариантах процессы дегидратации глин порождали флюиды, находящиеся под высоким давлением, а те в свою очередь реализовывали свои минералообразующие или гидравлические возможности при переходе из одной среды в другую и в обособленных участках коллекторов формировали зоны АВПД.

Нельзя также не подчеркнуть, что обычно зоны АВПД, самопроизвольно возникая внутри осадочного чехла, не являются долговечными образованиями. Расчеты Р. Ф. Линецкого [31] показали, что при глубине залегания зоны 1 км, первоначальном давлении 460 кгс/см², конечном (гидростатическом) давлении 200 кгс/см², мощности глинистой покрышки 100 м и коэффициенте фильтрации 10⁻⁹ см/с, АВПД уменьшается до гидростатического примерно за 650 тыс. лет. Иначе говоря, эти зоны на фоне прочих геологических событий представляют собой весьма недолговечные явления, возникающие и быстро исчезающие; в геологическом плане АВПД эфемерны.

Следы песчаного диапиризма, описанные выше, позволяют также генетически связать между собой не только процессы гидрослюдизации и дегидратации глин и образование АВПД, но и возникновение грязевых вулканов.

Грязевые вулканы представляют собой типичное явление для нефтегазосодержащих структур Азербайджана, Южного Каспия и Западной Туркмении; на этой площади сосредоточено свыше 200 этих своеобразных построек, окруженных полями сопочного материала.

Их происхождение рассматривалось в работах А. Д. Архангельского, И. М. Губкина, Н. С. Шатского; этой проблеме были посвящены также исследования С. Ф. Федорова, А. А. Якубова, В. А. Горина, А. Б. Ронова, А. Г. Дурмишьяна, М. К. Калинин, М. М. Зейналова, Е. Ф. Шнюкова, Б. В. Григорьянца, А. А. Алиева и других ученых [10, 13, 15, 17, 21, 39, 44, 53, 55, 58, 59].

На основе огромного фактического материала были установлены следующие закономерности пространственного размещения грязевых вулканов:

1) приуроченность грязевого вулканизма к тем участкам предгорных и межгорных прогибов, которые испытывают активное погружение и характеризуются огромными мощностями осадочного чехла [13, 56, 58]; при этом некоторые исследователи особенно благоприятным для образования грязевых вулканов считали наличие в разрезе осадочно-породных бассейнов мощных глинистых толщ [12];

2) тесная генетическая и парагенетическая связь между грязевыми вулканами и нефтегазовыми месторождениями [14, 44 и др.]; из недавних работ в этом отношении интересны исследования З. А. Буниат-заде [7, 8 и др.];

3) частое сонахождение зон АВПД и грязевых вулканов; эта особенность неоднократно была подчеркнута в работах А. Г. Дурмишьяна [17];

4) приуроченность грязевых вулканов к крупным антиклинальным структурам, иногда очень древнего заложения; нередко (но не всегда) такие антиклинали имеют прорванное ядро диапирового типа, сложенное выдавленными глинами, а также брекчиями, и осложненное многочисленными разрывами [1, 5, 15, 44, 45];

5) контролируемость большинства грязевых вулканов сеткой крупных разломов; для формирования этих явлений особенно благоприятны узлы пересечения разломов двух разных направлений [11, 57]. По представлениям А. Л. Путкарадзе и Ч. А. Халилбейли [38], а также Р. Г. Султанова с соавторами [42], грязевой вулканизм завершает тектоническое развитие структуры: вначале образуется складка, затем разлом и, наконец, грязевой вулкан.

Перечисленные выше закономерности распределения грязевых вулканов лучше всего, на наш взгляд, объясняет гипотеза, согласно которой

эти образования представляют собой результат дегидратации глинистых толщ, формирования зон АВПД и концентрации нефтегазоносных флюидов в пластах-коллекторах, происходящей на фоне повышенной вертикальной проницаемости и тектонической активности региона.

Вследствие погружения мощных глинистых толщ на большие глубины, их гидрослюдизации и дегидратации, происходящей одновременно с конседиментационным развитием складок и разломов, вначале осуществляется концентрация нефтяных и газоводных флюидов в глинистых толщах, а также в песчаных и карбонатных коллекторах, слагающих антиклинали. При этом имеет место значительное повышение пластовых давлений благодаря трансформации глинистых минералов, формированию палеоплывунов и запечатыванию отдельных частей газонефтяных залежей.

Затем под действием тех или иных геологических причин происходят периодически повторяющиеся прорывы газоводных флюидов из коллекторов по трещинам к дневной поверхности. Непосредственными причинами такого извержения могут служить тектонические опускания, увеличения напряжений при складкообразовании, землетрясения или избыточное поступление флюидов в газоводонефтяную систему. Реализация прорыва во многом облегчается высокой вертикальной проницаемостью осадочного чехла.

В ходе флюидного прорыва поток, поступающий в трещины, увлекает за собой глинистый материал, обломки вмещающих пород и вся эта полужидкая масса изливается на поверхность, формируя эруптивные аппараты вулканов, сопочную брекчию и грязевые покровы [18, 21]. Кроме собственно осадочного материала во всем процессе несомненно принимают участие и более глубинные элементы, заимствованные из термальных вод фундамента [49].

Здесь необходимо подчеркнуть, что в ряде случаев следы песчаного диапиризма, т. е. песчаные дайки и «горизонты с включениями», могут, по-видимому, образовываться не только на больших глубинах, но и при непосредственном поступлении песчаного пловуна к дневной поверхности; именно так обстояло дело при образовании глыбовых песчаников древнего вулкана Алигул, описанных выше.

* * *

В заключение хотелось бы отметить, что процессы формирования зон АВПД в результате дегидратации глинистых толщ до сих пор совершенно не учитывались в тектонических построениях. Между тем катагенетический переход монтмориллонита в гидрослюда и последующее разуплотнение глин создают в недрах осадочных толщ зоны повышенной пластичности (некомпетентности). Образование таких зон повышенной пластичности может не только стимулировать процессы глиняного диапиризма, а также возникновение диапировых и криптодиапировых складок [10, 45], но и благоприятствовать формированию пологих надвигов [51, 52]; возможно даже, что целые системы надвиговых покровов в значительной степени связаны с внутренними катагенетическими образованиями терригенно-глинистых отложений [13].

Автор статьи весьма признателен Н. О. Титкову, взявшему на себя труд выполнить ряд фотографий естественных обнажений и образцов горных пород.

Литература

1. Агабеков М. Г. О роли диапиризма в тектонике юго-восточного погружения Большого Кавказа//Тр. Ин-та геологии им. И. М. Губкина. 1947. Т. XIII. С. 126—165.
2. Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. I//Тр. Арало-Каспийской экспедиции. Вып. 7 (Приложение к трудам СПб о-ва естествоиспытателей. СПб, 1905. С. 27—168.
3. Андрусов Н. И. Апшеронский ярус//Тр. Геолкома. Нов. сер. 1923. Вып. 110. С. 1—294.
4. Аникиев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л.: Недра, 1964. 180 с.

5. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР. Изд. 2-е. М.; Л.: Горгеолнеф-тенздат, 1934. 412 с.
6. *Болтышев Н. Н.* Пластовые давления и гидростатические напоры в верхнемеловых отложениях западной части Терского хребта//Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та. 1964. Вып. 17. С. 15—37.
7. *Буниат-заде З. А.* Газонефтяной вулканизм Южно-Каспийской впадины и закономерности его проявлений: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку: Ин-т геологии им. И. М. Губкина. 1969. 36 с.
8. *Буниат-заде З. А.* О классификации газонефтяных вулканов Южно-Каспийской впадины//Сов. геология. 1972. № 5. С. 135—142.
9. *Вебер В. Н., Калицкий К. П.* Челекен//Тр. Геолкома. Нов. сер. 1911. Вып. 63. 180 с.
10. *Горин В. А.* К вопросу о дисгармоничной складчатости, диапировых явлениях и грязевом вулканизме//Изв. АН АзССР. 1946. № 2. С. 11—22.
11. *Горин В. А., Буниат-заде З. А.* Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. Баку: Аз. Гос. изд-во, 1971. 190 с.
12. *Григорьянц Б. В.* Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе//Геотектоника, 1982. № 2. С. 24—36.
13. *Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А.* Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма//Очерки по геологии Азербайджана (Тр. МГК, сессия XXVII). Баку, 1984. С. 149—166.
14. *Губкин И. М.* Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М.: Гос. научно-техн. горно-геол. изд-во АН СССР. 1934. 186 с.
15. *Губкин И. М., Федоров С. Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымо-Кавказской геологической провинции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 120 с.
16. *Дворов В. И.* Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
17. *Дурмишьян А. Г.* Значение anomalно высоких пластовых давлений при поисках газовых и газоконденсатных залежей//Газовая пром-сть, 1961. № 7. С. 23—39.
18. *Дурмишьян А. Г.* О генезисе грязевых вулканов в свете новых данных//Изв. вузов. Нефть и газ. 1972. № 12. С. 15—58.
19. *Дурмишьян А. Г., Мурадян В. М., Аббасова Р. К.* О природе anomalно высоких пластовых давлений на примере месторождений Северного Кавказа//Геология нефти и газа. 1976. № 4. С. 15—42.
20. *Иванов А. П.* Древний грязевой вулкан на о-ве Челекен//Дневник XI съезда русских естествоиспытателей и врачей. 1901, № 8. С. 65—68.
21. *Калинко М. К.* Основные закономерности распределения нефти и газов в земной коре. М.: Недра, 1964. 288 с.
22. *Калицкий К. П.* Об условиях залегания нефти на о-ве Челекен//Тр. Геолкома. Нов. сер. 1910. Вып. 59. 89 с.
23. *Киссин И. Г.* Гидродинамическая зональность глубоких водоносных горизонтов Восточно-Предкавказского артезианского бассейна//Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 5. С. 24—30.
24. *Киссин И. Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964. 230 с.
25. *Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М.: Наука, 1967. 186 с.
26. *Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии и их значение в палеогидрогеологических построениях//Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад: 1970. С. 88—103.
27. *Кривошеева З. А.* Об изменении физико-механических свойств глин и аргиллитов в зоне катагенеза//Вестн. МГУ. 1972. № 3. С. 80—90.
28. *Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.* О природе anomalно высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 32—64.
29. *Лебедев Б. А., Лебедев Г. Б., Аристова Е. Г. и др.* Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 116 с.
30. *Лебедева Г. В.* Количественные соотношения между глинистыми минералами нижнепермских отложений Прикаспийской впадины по рентгенографическим данным//Вопросы геологии нефтегазоносных отложений. Л.: Недра, 1971. С. 277—285.
31. *Линецкий В. Ф.* Anomalное пластовое давление как критерий времени формирования нефтяных залежей//Проблемы миграции нефтяных и газовых скоплений. М.: Наука, 1959. С. 75—87.
32. *Меркулов А. В.* Некоторые вопросы условий формирования залегающих нефти в верхнемеловых известняках месторождения Карабулак-Ачалуки//Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та. 1963. Вып. 9. С. 24—36.
33. *Меркулов А. В., Янкевич М. А.* К вопросу о природе пластовых давлений в верхнемеловых нефтяных залежах Чеч.-Инг. АССР//Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та. 1961. Вып. 6. С. 38—47.
34. *Николаев В. А.* Пластовые давления в верхнемеловых отложениях Черных гор и Передовых хребтов//Геология третичных и мезозойских отложений Сев. Кавказа и Предкавказья. М.: Гостехиздат, 1960. С. 15—39.
35. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.

36. *Порфирьев В. Б.* Геологический очерк Алигульского планшета острова Челекен// Изв. Главного геол.-развед. управления. 1931. Вып. 59. С. 924—933.
37. *Порфирьев В. Б.* Нефтяные месторождения г. Боядаг-Сыртланли и проблемы его разведки//Тр. НИГРИ. 1932. Сер. Б. Вып. 11. С. 23—52.
38. *Путкардзе А. Л., Халилбейли Ч. А.* Грязевые вулканы в геологическом прошлом Юго-Восточного Кавказа//Уч. Зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1964. Вып. 1. С. 12—32.
39. *Ронов А. Б.* К вопросу о грязевом вулканизме Юго-Восточного Кавказа//Докл. АН СССР. 1951. Т. 77. № 6. С. 48—51.
40. *Семенович В. В.* О геологическом строении урочища Алигул//Тр. Ин-та геол. АН ТССР. Т. 1. 1956. С. 268—284.
41. *Семенович В. В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена//Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: ГОНТИ. 1960. С. 5—103.
42. *Султанов Р. Г.* О связи грязевых вулканов Юго-Западного Кобыстана с тектоническими разрывами//Уч. Зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1966. Т. 6. С. 25—45.
43. *Тхостов Б. А.* Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М.: Гостоптехиздат, 1960. 205 с.
44. *Федоров С. Ф.* Грязевые вулканы Крымо-Кавказской геологической провинции и диапиризм//Результаты исслед. гряз. вулканов Крымо-Кавказск. геол. провинции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 5—44.
45. *Хаин В. Е., Жабров И. П.* Роль диапировых явлений в тектонике Юго-Восточного Кавказа//Тр. Ин-та геол. им. И. М. Губкина. 1954. Т. XV. С. 5—57.
46. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 50—67.
47. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 52—64.
48. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 3—32.
49. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 150 с.
50. *Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О.* Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья//Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 6. С. 102—109.
51. *Шатский Н. С.* О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. V (3/4). Вып. 35. С. 16—37.
52. *Шатский Н. С., Жуков М. М., Милаковский Е. В. и др.* Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане//Бюл. МОИП. 1929. № 1—2. С. 70—96.
53. *Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др.* Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка. 1971. 332 с.
54. *Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н.* Газы термальных вод. М.: Наука, 1974. 286 с.
55. *Якубов А. А.* Грязевые вулканы Западного Апшерона и их связь с нефтеносностью. Баку: Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1941. С. 23—65.
56. *Якубов А. А., Али-заде А. А., Григорьянц Б. В. и др.* Объяснительная записка к карте грязевых вулканов нефтеносных областей АзССР м-ба 1:500 000. Баку: Недра, 1978. 40 с.
57. *Якубов А. А., Али-заде А. А., Зейналов М. М.* Атлас грязевых вулканов АзССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1971. 256 с.
58. *Якубов А. А., Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А. и др.* Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 164 с.
58. *Якубов А. А., Зейналов М. М.* Грязевой вулканизм Азербайджана//Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР. 1964. С. 3—105.
60. *Dickinson G.* Geological aspect of abnormal reservoir pressure in Gulf Coast Louisiana//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1953. V. 37. № 2. P. 1250—1264.
61. *Hubbert M. K., Rubey W. W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting//Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. V. 70. № 2. P. 120—155.
62. *Ylling V. C.* The origin of pressure in oil pools//Science of petroleum. Oxford: Univ. press. 1938. 120 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.XII.1986

УДК 553.32 : 550.4 (574.1)

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МАНГЫШЛАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.

СООБЩЕНИЕ 2. ЭЛИЗИОННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА *

ДВОРОВ В. И., СОКОЛОВА Е. А.

Дается сопоставление геолого-геохимической обстановки на Мангышлакском марганцевом месторождении и теоретической модели образования различных соединений марганца в условиях нормально-осадочной толщи, низких температур и давлений. Обосновывается вывод о возможном элизионном происхождении марганценосных растворов. Приводится расчет устойчивости соединений марганца, показывающий, что в рассматриваемом случае возможна лишь одна (карбонатная) форма первичной марганцевой минерализации.

Вопрос о генезисе любого месторождения сводится прежде всего к построению вероятной модели рудообразования, которая строится из нескольких основных элементов: 1) источника полезного компонента; 2) источника растворов (в том случае, если месторождение гидрогенное) и физико-химической обстановки миграции полезного компонента; 3) условий осаждения (накопления) рудного минерала и причин устойчивости рудообразующей обстановки во времени; 4) факторов, препятствующих эпигенетическому разрушению рудного скопления после завершения рудообразовательного процесса.

Применительно к Мангышлакскому марганцевому месторождению часть этих элементов выстраивается в альтернативный ряд: либо Mn и транспортирующие его растворы были привнесены в олигоцен-миоценовые отложения извне — тогда рудообразование является случайным актом; либо они заимствованы из ближайшего окружения, т. е. из самой майкопской толщи, в результате закономерных процессов ее эволюции в эпигенезе.

В геологическом очерке [12] было показано, что признаков какой-либо особой «зараженности» Mn не отмечается ни выше, ни ниже продуктивной толщи, ни в породах, сменяющих продуктивную пачку по простиранию. Более того, наблюдается тенденция снижения средних концентраций Mn в законтуренных глинах по мере приближения к рудной залежи, а в самой продуктивной толще песчано-алевритовый материал за пределами рудных стяжений имеет регионально кларковый фон концентраций. Это означает, что в период накопления олигоцен-миоценовой толщи не было массового сноса специфического обогащенного Mn терригенного материала, который впоследствии мог сформировать месторождение.

В той же мере очевидно, что гидротермальная проработка продуктивной толщи (лежащая в основе гидротермально-осадочной модели) не могла не оставить «марганцевой метки» на ближайших к коллектору объемах глин. Даже одно это обстоятельство помимо других, упомянутых выше [12], ставит под сомнение достоверность гидротермально-осадочной модели формирования Мангышлакского месторождения.

Таким образом, логический ход «от противного» заставляет искать источник рудного вещества в самой майкопской толще, моделируя веро-

* Статья публикуется в дискуссионном порядке; физико-химическое обоснование генезиса марганцевых руд вызвало серьезные возражения рецензента.

ятные причины ее мобилизации, транспорта и концентрирования в локализованном очень небольшом по объему коллекторе. По характеру рудообразовательного процесса подобную модель можно было бы назвать элизионно-эпигенетической. Фундаментом этой модели служит единственный принцип: в результате эпигенетической эволюции доминирующие по объему толщи глин «теряют» незначительную долю Мп вместе с частью поровых растворов, а сравнительно небольшие объемы песчаных коллекторов «принимают» рудный компонент, так что в результате перераспределения концентраций в устойчивом режиме рудоосаждения возникает аномалия (залежь), в которой степень концентрирования марганца оценивается величиной, на два-три порядка больше фоновой. Обоснование достоверности элизионно-эпигенетической модели марганцевого рудогенеза на Мангышлакском месторождении посвящено дальнейшее содержание статьи.

Исходя из общетеоретических предпосылок, отметим, что привнос Мп в бассейн осадконакопления осуществляется в виде четырех вероятных форм: 1) в собственных соединениях (карбонаты или окислы марганца); 2) в виде примеси в породообразующих силикатных минералах; 3) в сорбированном комплексе на коллоидных частицах органических веществ глин или гидроокислов железа; 4) в истинно растворенной или комплексной форме. Концентрированный снос Мп в форме собственных твердых соединений — случай, по-видимому, наименее типичный. Для этого необходимо наземное разрушение ранее сформированного Мп оруденения. К тому же подобный источник должен проявлять себя ограниченно по площади бассейна седиментации, причем все типы осадков на этом локальном участке будут заражены Мп.

Выносимый в составе песчано-алевритового материала Мп представляет собой более или менее однородный региональный фон, величина которого зависит от качеств исходных пород (возраст, степень измененности, кислотно-щелочные свойства). Однако мобилизация микропримесей, в том числе Мп, из песчано-алевритовых пород в значительной мере затруднена, так как для этого требуется частично или полностью разрушить минерал, содержащий элемент-примесь, что возможно лишь в жестких условиях катагенеза или метаморфизма.

Глины и органические коллоиды переносят более легко мобилизуемые формы элементов (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn и др.), причем часть их находится в обменном комплексе исключительно в ионной форме (щелочные и щелочноземельные металлы). Что касается Fe и Mn, то в зависимости от pH — Eh и минерализации среды формы их сорбции могут быть различными — от свободных ионов Fe^{2+} , Mn^{2+} до заряженных и нейтральных гидроксокомплексов $Fe(III)$, $Mn(III)$, $Mn(IV)$.

Исследование миграционных свойств Мп при смешении речных и морских вод в типично гумидной зоне (реки Сайгон, Раздольная) показало [1], что до минерализации смешанных вод менее 6% поведение Мп во взвеси определяется процессами сорбции — десорбции. По мере роста минерализации смешанных вод лабильная форма Мп из основной становится второстепенной, а доминирующую роль начинают играть ассоциаты с полярными органическими соединениями в основном гумусовой природы, способными связывать до 30—45% Мп.

В аридной зоне, где органическая составляющая речного стока весьма мала, создаются окислительно-восстановительные условия для миграции Fe и Mn в форме твердых или коллоидных гидроокислов. В этом случае они ведут себя более консервативно, однако осадившись вместе с терригенным материалом на дно и оказавшись в восстановительной среде осадков, Fe и Mn на некоторое время обретают миграционную подвижность, участвуя в ионном обмене на сорбционном комплексе глин.

Обратную десорбцию может осуществить лишь появление в поровом растворе дополнительной концентрации аниона-лиганда и катиона, компенсирующего потерю Fe и Mn обменным комплексом. Для Mn в качестве лигандов выступают воднорастворимые органические соединения, ионы гидрокарбоната, сульфата, хлора, гидроксила; для Fe, кроме пере-

Таблица 1

Значения свободных энергий Гиббса, используемых в расчете (p 1 атм, t 25° С)

Соединение	G, ккал/моль	Источник	Соединение	G, ккал/моль	Источник
CaCO ₃ кальцит	—269,88	[9]	MnO ₂ пиролюзит	—111,49	[9]
MnCO ₃ родохрозит природный	—195,7	[3]	Mn ₂ O ₃ курнакит	—210,3	[9]
CaMn(CO ₃) ₂ кутнагорит	—466,2	[3]	MnO _{1,7} бирнессит	—108,3	[3]
природный			FeS ₂ пирит	—38,9	[9]
FeCO ₃ сидерит	—162,6	[9]	Fe(OH) ₃ (св. осажд.)	—167,8	Расчет

Таблица 2

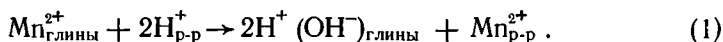
Карбонатобразующие реакции и их константы

Номер реакции	Реакция	Константа реакции (t 25° С; p 1 атм)
1	CaMn(CO ₃) ₂ + Ca ²⁺ = 2CaCO ₃ + Mn ²⁺ кутнагорит кальцит	$[Mn^{2+}]_{св}/[Ca^{2+}]_{св} = 10^{-3,04}$
2	MnCO ₃ + Ca ²⁺ = CaCO ₃ + Mn ²⁺ родохрозит кальцит	$[Mn^{2+}]_{св}/[Ca^{2+}]_{св} = 10^{-2,58}$
3	FeCO ₃ + Ca ²⁺ = CaCO ₃ + Fe ²⁺ сидерит кальцит	$[Fe^{2+}]_{св}/[Ca^{2+}]_{св} = 10^{-2,93}$
4	MnCO ₃ + Fe ²⁺ = FeCO ₃ + Mn ²⁺ родохрозит сидерит	$[Mn^{2+}]_{св}/[Fe^{2+}]_{св} = 10^{-0,55}$

численных, еще и гидросульфидный ион, образующий в хлоридных растворах прочный комплекс типа $Fe(HS)_2 \cdot nH_2S$.

В процессах ионного обмена глины — раствор существенную роль играет pH среды. Осевшие на дно морского бассейна глинистые частицы находятся в растворе с pH, равным 8,0—8,7, т. е. обладающем щелочными свойствами. Но уже в метровом слое карбонатизированных илов pH поровых растворов резко падает до величин 6,8—7,1, что связано с аэробным брожением органического вещества и продуцированием углекислоты. В бескарбонатных илах, обогащенных органическим веществом, по мере накопления углекислоты может быть создана более высокая кислотность (pH 6,2—6,7) среды, не лимитированная нейтрализующим влиянием твердого карбоната.

Такое изменение активности водородного иона от pH ~ 8,5 в морской воде до pH ~ 6,5—6,8 в поровом растворе осадка приводит к десорбции глинистых частиц:



По этой же схеме из обменного комплекса глин выходят ионы щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов, вытесняемые водородным ионом, источником которого является окисление органического вещества, существующее довольно длительное время. Для случая глин майкопской толщи, обедненной щелочноземельными металлами, выход элементов должен происходить в соответствии с гипотетическим рядом, составленным на основе представленных ранее [12] химических анализов глин: Na > Ca, Mg > Fe > Mn > Ba > Sr > Cu > Pb. Наибольший интерес в этом ряду представляют Ca, Fe и Mn, поскольку в карбонатных и окисных рудах марганца эти элементы преобладают.

Строго говоря, карбонатные разности марганцевых руд всегда представляют собой твердый раствор карбонатов Ca, Mn, Mg, реже Fe, Mn, Mg. Выделение среди них конкретных минералов (кальцита, сидерита, родохрозита) указывает на то, что либо в рудообразующих растворах изменялись соотношения между конкурирующими катионами, либо менялась кислотно-щелочная обстановка и суммарная карбонатность.

Способность карбонатов образовывать сложные твердые растворы является характерным свойством этой минералообразующей системы. В любом твердом растворе положение катионов неравнозначно, но в растворе типа $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{CO}_3$ оно особенно заметно, поскольку разница в константах устойчивости кальцита (доломита), с одной стороны, и сидерита, родохрозита — с другой, слишком велика.

Рассмотрим минералогический ряд кальцит — манганокальцит — родохрозит, который демонстрирует тенденцию в распределении карбонатов от флангов Мангышлакского месторождения к его ядру [12]. Равновесие манганокальцит — кальцит (табл. 1, 2, реакция 1) устанавливается тогда, когда $[\text{Mn}^{2+}]_{\text{св}}/[\text{Ca}^{2+}]_{\text{св}} = 10^{-3,04}$.

С уменьшением концентрации Ca^{2+} в растворе по отношению к Mn^{2+} образуются более марганцовистые карбонаты и при $[\text{Mn}^{2+}]_{\text{св}}/[\text{Ca}^{2+}]_{\text{св}} = 10^{-2,58}$ кальцит становится равновесным с родохрозитом (табл. 1, реакция 2).

Однако в природе не существует резкой границы $\text{CaCO}_3 : \text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$, так же как и границы $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2 : \text{MnCO}_3$. Теоретический расчет непрерывного ряда $\text{Ca}_{0,99}\text{Mn}_{0,01}\text{CO}_3 - \text{Ca}_{0,5}\text{Mn}_{0,5}\text{CO}_3 - \text{Ca}_{0,01}\text{Mn}_{0,99}\text{CO}_3$ показал, что значения Mn/Ca в растворе и в сложном карбонате лучше всего описывается выражением

$$\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}} (\text{карбонат}) = 6,5 \lg \left(\frac{[\text{Mn}^{2+}]_{\text{св}}}{[\text{Ca}^{2+}]_{\text{св}}} (p-p) + 3,04 \right).$$

Из этого выражения следует, что для образования сравнительно «чистого» кальцита с формулой $\text{Ca}_{0,99}\text{Mn}_{0,01}\text{CO}_3$ требуется, чтобы в минералообразующем растворе отношение активностей свободных ионов $[\text{Mn}^{2+}]_{\text{св}}/[\text{Ca}^{2+}]_{\text{св}}$ равнялось бы $10^{-3,50}$, т. е. активность кальция превышала бы активность марганца на 3,5 порядка.

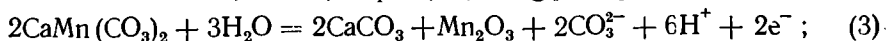
«Чистый» родохрозит ($\text{Ca}_{0,01}\text{Mn}_{0,99}\text{CO}_3$) формируется в том растворе, где $[\text{Mn}^{2+}]_{\text{св}}/[\text{Ca}^{2+}]_{\text{св}} \geq 10^{-2,58}$.

Устойчивость минералов кальцит-родохрозитового ряда зависит не только от большего или меньшего присутствия в растворе Ca^{2+} . Существенную конкуренцию в «борьбе» за карбонат-ион оказывает Fe^{2+} ; устойчивость его карбоната, по оценкам одних исследователей, близка к устойчивости MnCO_3 [9], а по данным, приведенным в работе [3], природный родохрозит стабильнее сидерита (см. табл. 1, реакция 4). Для родохрозита и кутнагорита нами использованы термодинамические данные [3], полученные для природных минералов, что дало возможность проанализировать взаимопереходы в ряду кальцит — манганокальцит — родохрозит.

На стабильность карбонатов марганца существенно влияет состояние окислительно-восстановительной обстановки:



$$Eh = 2,10 - 0,177pH + 0,029 \lg [\text{CO}_3^{2-}]^2;$$



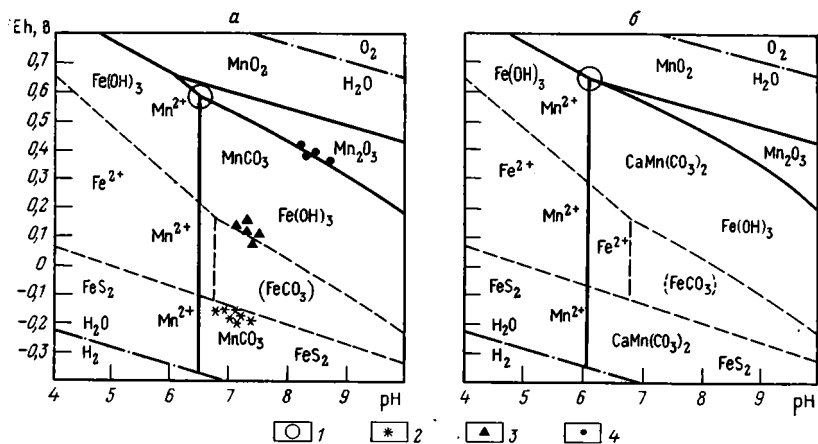
$$Eh = 2,128 - 0,177pH + 0,029 \lg [\text{CO}_3^{2-}]^2.$$

Уравнения реакций (2) и (3) демонстрируют окислительно-восстановительные уровни перехода двухвалентного марганца в трехвалентный.

Однако на самом деле в продуктах реакций образуется серия сложных соединений $\text{Mn}(\text{II})$, $\text{Mn}(\text{III})$, $\text{Mn}(\text{IV})$ с кислородом.

В целом для характеристики условий мобилизации Mn и ассоциации его в карбонатах и окислах требуется рассмотреть многокомпонентную систему с участием Ca и Fe — конкурентов Mn в карбонатных и окисных соединениях. Привлечение в систему Mg , по-видимому, нецелесообразно из-за малой устойчивости чистого карбоната магнезия.

На диаграммах (фиг. 1) в параметрах $pH - Eh$ изображены поля устойчивости различных соединений Mn и Fe при условии равновесия карбонатной системы по CaCO_3 при $t 25^\circ \text{C}$ и $p 1 \text{ атм.}$ Расчет произведен



Фиг. 1. Диаграммы устойчивости соединений, содержащих Fe и Mn (а — родохрозитовых, б — манганокальцитовых)
1 — области окисления карбонатов марганца до окислов; 2 — область современных поровых растворов песчано-алевритовых осадков Туркменского залива с интенсивным проявлением сульфат-редукции; 3 — поровые растворы шельфовых песчаных осадков Каспия (п-ов Челекен); 4 — вода Каспийского моря. Сплошными линиями показаны границы устойчивости Mn-содержащих, пунктирными — Fe-содержащих соединений (термодинамические данные заимствованы из работы [1])

для сульфидов: пирита и алабандина при сумме концентраций соединений S^{2-} , равной 10^{-2} моль; для карбонатов — манганокальцита, родохрозита и сидерита — согласно их константам устойчивости и реакций (2) и (3) при сумме карбонатных компонентов, равной 10^{-2} моль; для окисных соединений, принимая активные концентрации $[Fe^{2+}]$ и $[Mn^{2+}]$ равными 10^{-5} моль.

Близкие по внешнему облику диаграммы представлялись в свое время Э. Гоше [3], но для экстремально высоких концентраций $\sum_{(карб.)} = 10^{-1,4}$ моль и $\sum S^{2-} = 10^{-1}$ моль, а также М. Ф. Стащук [13] в трехмерном варианте Eh—pH— pCO_2 , где активности $[Fe^{2+}]$ и $[Mn^{2+}]$ также нереально завышены (10^{-3} моль) применительно к природной обстановке.

На наших диаграммах (см. фиг. 1), решенных главным образом относительно соединений Mn, выбраны параметры $\sum_{(карб.)}$, $\sum S^{2-}$, $[Mn^{2+}]$, $[Fe^{2+}]$, по величинам, характерным для молодых осадков шельфовых частей внутренних бассейнов. Поля устойчивости соединений Fe нанесены в значительной мере условно, больше для того, чтобы подчеркнуть потенциалзадающую роль Fe-окисного и сульфидного барьеров [2, 5, 13].

Анализируя диаграммы, сразу же отметим главную особенность в поведении подвижных форм Fe и Mn: поле устойчивости Mn^{2+} ($MnCl^{2+}$, $MnCl^+$, $MnCl_2^0$, $MnSO_4^+$, $MnHCO_3^+$, $MnOH^+$) по площади намного превышает поле устойчивости Fe^{2+} ($FeCl^+$, $FeCl_2^0$, $FeSO_4^+$, $FeHSO_3^+$, $FeOH^+$). Сверху в параметрах Eh—pH поле Fe^{2+} ограничено окислительным барьером $Fe^{2+}/Fe(OH)_3$ (пунктирная линия). Снизу устойчивость двухвалентного железа контролируется присутствием сульфидной серы. Для упрощения построений граница « Fe^{2+} — сульфид» проведена относительно наиболее стабильной формы сульфида железа — пирита, хотя известно, что воздействие сероводорода на соединения Fe образует целый ряд сульфидных минералов с различной стехиометрией Fe(II) и Fe(III) [13].

В отличие от Fe сульфид марганца нестабилен, если исходить из принятой в расчете активности $[Mn^{2+}]$ и суммы сульфидной серы. Поле алабандина полностью вытеснено родохрозитом или манганокальцитом. Появление устойчивой формы Mn возможно лишь в исключительных усло-

виях ($\text{pH} > 8,5$; $\sum \text{S}^{2-} > 10^{-1,5}$ моль).

Если бы в природных растворах существовало равенство концентраций $[\text{Fe}^{2+}]$ и $[\text{Mn}^{2+}]$, как условно принято нами при расчете диаграмм, то образование сидерита и родохрозита было бы примерно равновероятным, но манганокальцит имел бы преимущество перед сидеритом из-за обычно повышенной по сравнению с $[\text{Fe}^{2+}]$ и $[\text{Mn}^{2+}]$ активной концентрации кальция.

Но в реальных природных условиях кларк Fe как в породах, так и в водах на 2—3 порядка выше. В связи с этим для образования карбоната марганца необходимы специфические условия, где подавляется миграция двухвалентного железа. Согласно диаграмме (см. фиг. 1, а), существуют два таких уровня. Во-первых, это среда, соответствующая барьеру $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}(\text{OH})_3$, где подвижность Fe контролируется растворимостью его гидрооксида. Изображенная на этой границе группа точек воспроизводит окислительно-восстановительную обстановку в современных песчаных осадках Каспия на открытых побережьях глубоко вытянутых в море мысов (п-ов Челекен). Здесь в поровых растворах осадков на глубине 1—3 м от поверхности дна активная концентрация Fe в среднем равна $10^{-5,2}$ моль, что в координатах Eh—pH соответствует подвижному равновесию $\text{Fe}(\text{OH})_3\text{—FeCO}_3$, но тем не менее аутигенный сидерит не образуется из-за малой карбонатности растворов $\sum_{(\text{карб.})} \sim 10^{-2,5}$ моль [5].

В этих условиях невозможно и формирование MnCO_3 (конкуренция со стороны Fe), к тому же содержание Mn в поровых растворах на порядок меньше содержания Fe. Следовательно, несмотря на то что положение точек в координатах Eh—pH формально соответствует полю устойчивости MnCO_3 , среда аэрируемых песчаных осадков, содержащих незначительное количество органического вещества, не способствует накоплению карбонатов марганца, с одной стороны, из-за малой общей карбонатности, с другой — из-за дефицита Mn^{2+} по сравнению с Fe^{2+} .

Иная ситуация наблюдается в обстановке высокой восстановительности среды, контролируемой сульфидно-сульфатным ($\text{H}_2\text{S}\text{—S}^0\text{—SO}_4^{2-}$) барьером. Только в этой обстановке концентрации $[\text{Fe}^{2+}]$ и $[\text{Mn}^{2+}]$ могут быть сопоставимы, а при высоких значениях $\sum \text{S}^{2-}$ содержание подвижного Mn даже превышает таковые для Fe, концентрации которого определяются растворимостью его сульфидов в минерализованных растворах. Группа точек, располагающаяся вблизи границы «сульфид — сульфат», отвечает условиям органосодержащих песчаных осадков, отлагающихся в мелководных заливах Каспийского моря к югу от п-ова Челекен, в которых содержания Mn достигают 0,1—0,5%. Эта среда также соответствует равновесию $\text{Mn}^{2+}\text{—MnCO}_3$, но, как и на Fe-окисном барьере, аутигенный карбонат марганца и здесь не зарегистрирован, хотя общие содержания Mn в этих осадках в 1,2—2 раза выше регионального кларка. Это вызвано уже не конкуренцией со стороны Fe, а значительным запасом Ca (карбонатная фауна) в прибрежных песчаных осадках.

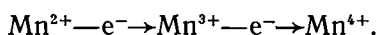
Как уже отмечалось, кальцит является более стабильной фазой по отношению к родохрозиту, если активная концентрация $[\text{Ca}^{2+}]$ превышает концентрацию $[\text{Mn}^{2+}]$ более чем на 2,5 порядка (что соответствует анализам поровых растворов). Таким образом, для образования MnCO_3 кроме источника поступления Mn^{2+} необходим сероводородно-углекислый раствор с минимальным содержанием Ca и Fe.

В сероводородно-углекислой среде осадка с малым содержанием Ca при pH, близких к нейтральным, миграция Fe^{2+} подавляется сульфидом, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ преобразуется в гидротроиллит (мельниковит), а ионный или комплексованный Mn может накапливаться в растворе до равновесия с твердой фазой MnCO_3 . Эта обстановка обычно характеризуется общей карбонатностью более 10^{-2} моль, что способствует образованию родохрозита, манганокальцита и кальцита. Соотношения между этими минералами устанавливаются в соответствии с содержаниями Ca^{2+} в поровом растворе. Присутствие малых количеств Ca^{2+} приводит к преобладанию ро-

дохрозита и манганокальцита. При более высоких концентрациях Са доля Мп в сложных карбонатах становится ничтожно малой и весь карбонат расходуется на образование практически «чистого» кальцита.

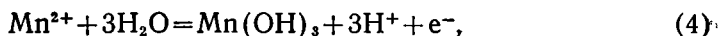
Таким образом, из анализа диаграмм (см. фиг. 1) следует, что в сероводородных поровых растворах (рН 6,5—7,5; Eh —120—200 мВ) при наличии достаточных количеств Mn^{2+} наиболее характерна ассоциация минералов: пирит — родохрозит — манганокальцит — кальцит; в бессероводородной восстановительной обстановке (рН 6,5—7,5; Eh +100 ÷ —100 мВ): сидерит — родохрозит — манганокальцит — кальцит; в слабоокислительной (рН 6,5—7,5; Eh +200 ÷ +100 мВ): родохрозит — манганокальцит — кальцит — лимонит.

Несколько замечаний относительно минеральных форм марганца с более высокой валентностью. Если раствор не содержит карбонатов и находится под влиянием свободного кислорода, то двухвалентный марганец окисляется, образуя соединения, сходные с окислами Fe. При очень высоком кислородном потенциале наиболее устойчива форма четырехвалентного марганца — MnO_2 (пиролюзит). Однако реальные среды, во-первых, не бывают абсолютно бескарбонатными, во-вторых окислительно-восстановительные реакции всегда имеют в конечных продуктах как окисленные, так и восстановленные формы, отчего в значительной мере «запутывается» теоретическая последовательность:

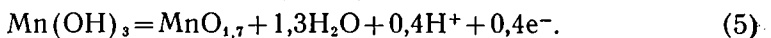


Поле окисла трехвалентного марганца (см. фиг. 1) всегда в той или иной мере перекрывается полем карбоната, поэтому при окислении Mn^{2+} до Mn^{4+} манганит Mn_2O_3 становится своего рода метастабильной фазой. По-видимому, таким образом можно объяснить факт, что в присутствии родохрозита пиролюзит MnO_2 не является основной окисленной фазой, а существует ряд минералов с различным содержанием валентных форм марганца — от бернессита до тодорокита и криптомелана. Непрерывный ряд окисления двухвалентного марганца может быть выражен теоретической последовательностью: Mn^{2+} — бирнессит — тодорокит — криптомелан — пиролюзит — или абстрактными и далеко не точными брутто-формулами: $Mn^{2+} - MnO_{1,5} - MnO_{1,7} - Mn_{1,9} - MnO_2$.

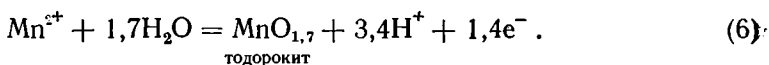
В начальной стадии окисления Мп неизбежно проходит фазу трехвалентного состояния по схеме:



но если источник Mn^{2+} постоянен, как постоянен и высокий окислительный потенциал, то гидроокись трехвалентного марганца не может существовать в виде самостоятельного соединения и распадается до условного тодорокита в соответствии с Eh—рН перехода $Mn^{2+} \rightleftharpoons Mn_2O_3$:

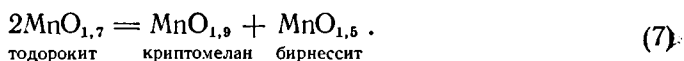


Тогда суммарно реакции (4) и (5) дают



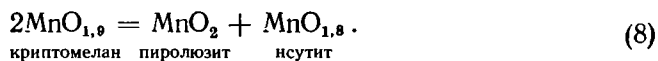
Произведя расчет реакции в параметрах Eh—рН (Eh=1,315— —0,143 рН—0,042 lg [Mn^{2+}]), нетрудно убедиться, что график этой функции на диаграмме в точности соответствует линии перехода $Mn^{2+} \rightleftharpoons Mn_2O_3$.

При дальнейшем окислении тодорокита в присутствии Mn^{2+} опять же не образуется форма пиролюзита. Здесь в качестве окисленного соединения выступает криптомелан, а восстановленного — минерал с брутто-формулой бирнессита:



Очевидно, только криптомелан $(Na, K, Mn) \cdot 15MnO_2 \cdot nH_2O$ или подобное ему соединение, насыщенное четырехвалентным марганцем, способ-

но при окислении и дегидратации преобразоваться в пиролюзит с одновременным выходом частично восстановленного Мп, слагающего минералы типа нсутита или бирнессита:



Наконец, если по каким-либо причинам источник поступления Mn^{2+} нарушается, все марганцевые минералы переходной группы $\text{MnO}_{1,5}$ — MnO_2 трансформируются в фазу, наиболее устойчивую в высокоокислительных условиях, — пиролюзит.

Весьма интересные следствия имеет анализ форм окисления родохрита (см. фиг. 1, а) и манганокальцита (см. фиг. 1, б). На диаграммах кружками обозначены поля Eh—pH, где происходит окисление Mn^{2+} , равновесного с твердой фазой в результате кислотного растворения соответствующих минералов. Если для чистого родохрита характерен переход в окисел трехвалентного марганца (манганит), то манганокальцит в равновесии с кальцитом окисляется сразу до форм более высокой валентности марганца, образуя соединения, насыщенные по MnO_2 (криптомелан, пиролюзит).

Эта теоретически выявленная закономерность находит отражение в фактическом материале. Известно, что на Мангышлаке, где чистый родохрит редок, наиболее характерными окисленными минералами являются бирнессит, тодорокит, криптомелан, пиролюзит, но нет окисла Мп(III) — манганита. Напротив, на Никопольском месторождении родохрит доминирует в составе карбонатных руд и как следствие — в зоне окисления прослеживается пласт, насыщенный оолитоподобными вкраплениями манганита, что вполне соответствует физико-химическим процессам окисления MnCO_3 через Mn_2O_3 в MnO_2 .

Косвенно приведенный вывод подтверждается расчетами взаимодействия сложных окислов марганца с водой [15]. Твердый раствор окислов $(\text{MnO}_2)_{2n-3} \cdot (\text{MnOOH})_{4-2n}$ (где n изменяется от 1,5 до 2,0) чутко реагирует на pH равновесного с ним водного раствора. В щелочной области (pH 8,5) сложный окисел представлен главным образом MnOOH , но по мере подкисления среды доля MnO_2 быстро растет, достигая почти 100% при pH ниже 6,0.

В целом анализ геохимии Мп-содержащих соединений на фоне конкурирующего влияния Са и Fe позволяет сделать несколько предварительных выводов: 1) если мобилизация Mn^{2+} из терригенного материала зависит от кислотности среды (а кислотность на уровне диагенеза и раннего катагенеза осадков задается кислыми газами — CO_2 , H_2S , генерируемыми в процессах биогенной сульфат-редукции), то интенсивность выноса Мп в раствор косвенно зависит от оптимальных условий сульфат-редукции (приток SO_4^{2-} , органическое вещество) и непосредственно от содержания Са и Fe в жидкой и твердой фазах, влияющих на концентрацию кислых компонентов через карбонато- и сульфидообразование; 2) миграционные свойства Mn^{2+} зависят от состояния окислительно-восстановительной обстановки и карбонатности раствора; 3) фиксация Mn^{2+} в виде карбонатов находится в зависимости от концентрации конкурирующих катионов (Fe^{2+} , Ca^{2+}), при их избытке карбонаты марганца не образуются; 4) окисление карбонатов марганца происходит под воздействием высокого кислородного потенциала, причем уровень концентраций Са, а точнее pH среды, определяют валентные формы окислов Мп.

Ознакомившись с расчетными данными по устойчивости различных марганцевых соединений, попробуем воспроизвести обстановку накопления рудной минерализации на Мангышлакском месторождении. Продуктивная песчано-алевритовая толща нижней части среднего олигоцена отложилась в период образования суши в районе Каратауской мегантиклинали. По существу это были сугубо шельфовые отложения, относимые И. П. Дружининым [8] к фаціальным группам алевритовых осадков зоны волнений и алевритовым осадкам зоны морских течений. В удалении от Каратауской структуры песчано-алевритовые отложения быстро

сменяются алевроитистыми глинами, весьма характерными по вещественному составу — практически бескарбонатными, со следами обогащения органическим материалом гумусового и сапропелевого происхождения.

Как было показано В. Н. Холодовым [16], в областях питания олигоценового бассейна (Русская платформа, Урал, Кавказский остров) господствовал гумидный теплый климат, вызвавший широкое распространение лесных ландшафтов. По его мнению, в питании олигоценового бассейна (в отличие от мелового) карбонатный материал уступил песчано-глинистому и глинистому в связи с углублением эрозии и вступлением в эрозионный цикл отложений девона, силура, кембрия и докембрия Русской платформы. Речной сток, безусловно, изобиловал гумусовым веществом, что позволяет предполагать кислую слабовосстановительную (глевую, по А. И. Перельману) обстановку среды, способствующую мобилизации из пород водосбора целого ряда элементов, в том числе рудообразующих. В частности, вынос Fe и Mn мог осуществиться как в составе металлорганических комплексов, так и в сорбированном состоянии на поверхности органических и глинистых коллоидов.

Можно предположить, что потепление и гумидизация климата в раннетретичное время стимулировались относительным увеличением парциального добавления CO_2 в атмосфере. «Парниковый эффект» и избыток углекислоты в одинаковой мере способствовали оживлению растительной биопродуктивности как на суше, так и в фотической зоне морского бассейна. Если это так, то гидрохимический сток кальция «перехватывался» уже в периферийных частях бассейна на границе с крупными областями питания (Русская платформа), а внутренних частей моря достигали мутьевые потоки, обедненные Ca, но обогащенные органическим веществом.

Отсутствие карбонатного детрита в большей части глинистых осадков майкопа может быть объяснено обилием сносимого органического материала, исходя и из следующего предположения. Если органического вещества сносилось много, а майкопский бассейн имел нормальную соленость, то уже на небольших глубинах газовая среда не соответствовала равновесию с атмосферой (N_2 , O_2), а характеризовалась сероводородным заражением, вследствие сульфат-редукционных процессов, происходящих как на поверхности осадка, так и в толще придонной морской воды.

Такой тип бассейна отличается резкой биологической стратифицированностью. Верхний аэрированный слой воды и мелководье могут изобиловать различными растительными и животными формами жизни, но ниже границы «кислород — сероводород» существование организмов с кислородным дыханием невозможно.

Очень вероятно, что сероводородные впадины майкопского моря были своеобразными ловушками для многих живых организмов. Убедительным доказательством тому может служить большое содержание в глинах реликтов как гумусового, так и сапропелевого вещества. Отсутствие же остатков крупных моллюсков лишний раз подтверждает мысль, что сероводородная зараженность дна и постоянные колебания «сероводородного барьера» вытеснили их в самые прибрежные, аэрируемые части бассейна.

Д. Г. Сапожников допускал сероводородное заражение майкопского бассейна, а также то, что его воды «могли содержать огромные массы марганца» [11, с. 19], по-видимому, опираясь на сведения о повышенных (до 0,5 мг/л) содержаниях Mn в сероводородной зоне Черного моря и в некоторых впадинах Балтики (0,37 мг/л) [14].

Последнее легко объяснимо с позиций, изложенных выше. Кислые продукты сульфат-редукционных реакций (CO_2 и H_2S) способствуют десорбции глинистых и органических частиц, а также восстановлению окисных пленок Fe и Mn, находящихся во взвеси. Уже здесь, в зоне сероводородного заражения бассейна, происходит первичная сепарация Fe и Mn. Железо фиксируется в виде сульфидов, марганец находится в воднорастворенном состоянии, ассоциируясь с органическими и неорганическими лигандами. Далее на стадии диагенеза илов реакции сульфат-

редукции продолжают течь, но в уже замедленном («тлеющем») режиме [6], отчего не всегда в поровом растворе может увеличиться концентрация Σ (карб.), необходимая для осаждения карбоната Мп.

«Тлеющий» режим сульфат-редукции в илах объясняется постепенной выработкой реагирующего органического вещества, а также медленным диффузионным притоком в зону реакции сульфат-иона.

Напротив, в песчано-алевритовых осадках в силу подвижности водных растворов сульфат-редукция протекает более стремительно, причем с большим по сравнению с илами выходом конечных продуктов — кислых газов.

На современном каспийском шельфе, близко от зоны прибоя в условиях пологого берега, изрезанного заливами, образуется специфический тип осадков — песчано-водорослевых, в которых сгустки водорослей и травы с остатками планктона мозаично включены в пески. Характерно, что в этих образованиях содержания Мп предельно высоки (до 0,5%), а в поровых растворах концентрация Σ (карб.) достигает величины $4 \cdot 10^{-2}$ моль, а $\Sigma S^{2-} - 2 \cdot 10^{-2}$ моль [6].

После перекрытия песчано-алевритовых осадков слоем илов в них также затормаживается течение сульфат-редукционных реакций; гидрохимические неоднородности в системе «пески — глины» постепенно нивелируются через диффузионный обмен и на время этот комплекс как бы консервируется до того момента, пока не произойдет вскрытие коллектора и движение по нему порового раствора.

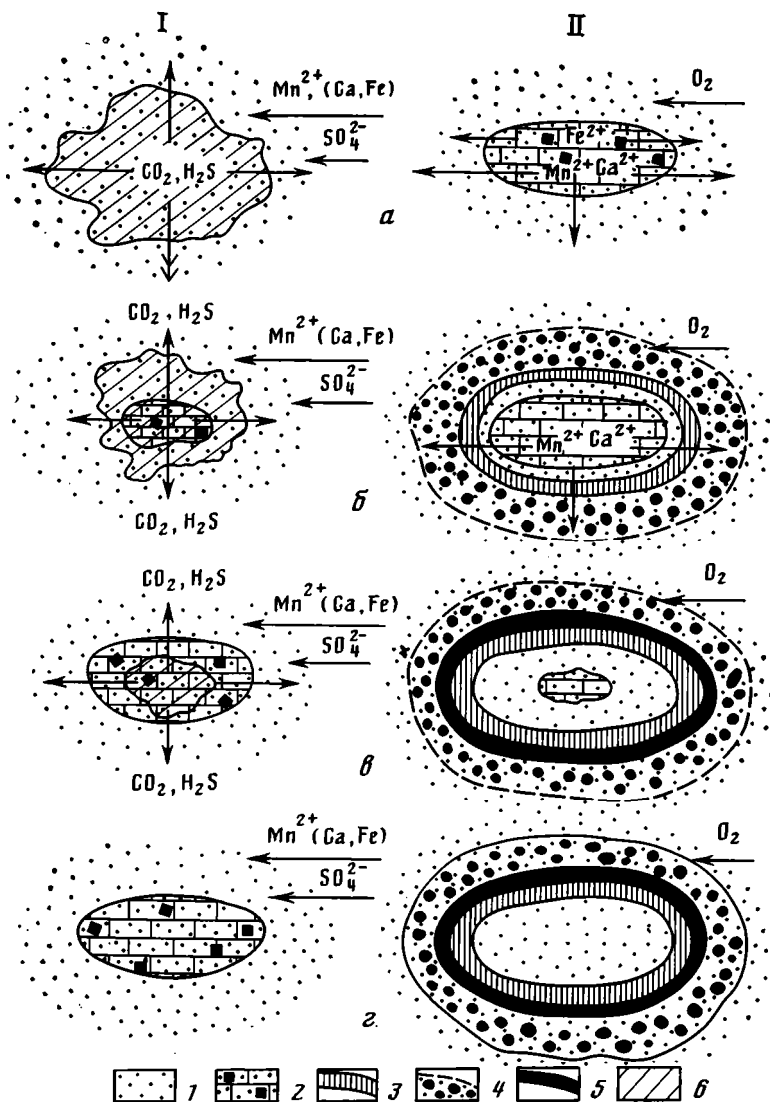
Поскольку рудные образования Мангышлакского месторождения (карбонатные конкреции и окисные кариолиты) локализируются в проницаемой песчано-алевритовой толще и отсутствуют в глинистой, то можно с уверенностью утверждать, что оруденение было создано гравитационно подвижными водными растворами. Судя по форме карбонатных стяжений, движение растворов было крайне замедленным, отвечая условиям застойного режима. В активном гидродинамическом режиме вероятными были бы не округлые образования, а слоистые, вытянутые, сложноветвистые — такие, какими выглядят окисные кариолиты, сформированные в более подвижных растворах кислородной зоны.

Поступление марганцевоносных растворов в песчаные горизонты вполне естественно, поскольку последние, прорванные сбросами, являлись единственными дренами элизионных вод из глинистых толщ. Встает вопрос: почему в глинах, служивших источником растворов, не отложилась марганцевая минерализация? Основная особенность глин ближайшего к месторождению окружения — их практическая бескарбонатность. Части биогенного углерода, преобразованного в уголекислоту в процессах деструкции органического вещества, по-видимому, было недостаточно для образования $MnCO_3$ и фиксации его в глинах.

Активизация гидродинамического режима в майкопской толще возникла с оживлением разлома, по которому происходило сочленение Каратауской мегантиклинали с Чакрыганской синклиналью. Увеличение вертикальных и стрессовых напряжений в глинистой толще вызывало отжатие иловых растворов сначала в песчаную толщу, затем по разлому на поверхность. Возрастание скорости движения элизионных растворов по коллектору сразу подняло уровень сульфат-редукционных реакций не только в связи с динамикой самих вод, но и из-за поступления новых порций органического вещества и сульфатсодержащих вод из глинистых пачек.

Эти растворы, будучи сероводородными, несли относительно малое количество Fe (в виде гидросульфидных комплексов), не сопоставимое по концентрации с Мп, выделившимся из обменного комплекса глин и накопившимся в иловом растворе.

На органических «стяжениях» в песках (остаточных или образованных в процессе выноса из глин) возобновилась активная генерация сульфат-редукционной уголекислоты и сероводорода, и они постепенно, по



Фиг. 2. Принципиальная схема формирования марганцевых конкреций и карриолитов: I — карбонатных (первичных), II — окисных (вторичных)
 1 — песчано-алевритовая порода; 2 — карбонаты марганца и кальция с примесью сульфида железа; 3 — железистый концентр; 4 — зона цементации рыхлыми окислами марганца (бирнессит); 5 — плотный тодорокит-криптомелановый концентр — конечный этап окисления; 6 — сгусток органического вещества

мере «сработки» органического материала стали замещаться ассоциацией минералов: кальцит, манганокальцит, родохрозит с небольшой примесью сульфида железа (фиг. 2, I).

Для успешного формирования карбонатно-марганцевого месторождения помимо дефицита Fe немаловажную роль играет практическая бескальциевость рудообразующих растворов. Как уже говорилось выше, если бы концентрация Ca в растворе на 3 порядка превышала концентрацию Mn, то стяжения в песчано-алевритовой породе цементировались бы кальцитом. Подобные кальцитовые стяжения наблюдаются в некоторых песчаных горизонтах красноцветной толщи плиоцена, в верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях Западной Туркмении (структуры Челекен, Боя-Даг, Монжуклы). Широко представлена желваковая кальцитизация апшеронских глин, примыкающих к активным дренирующим сбросам на Челекенской структуре [4].

Постоянство резко восстановительной среды в майкопских глинах, начиная со времени их отложения до сегодняшних дней, предопределило раздельную миграцию Mn и Fe. Вынос последнего был заторможен сульфидоотложением в глинах; если бы этого не произошло, то на месте марганцевых концентраций оказались бы сидеритовые. Толща глин, по-видимому, служила долговременным источником поступления Mn в коллекторские горизонты. Имея значительную примесь алевроитового материала, эта толща в условиях элизионного режима могла быть относительно проницаемой для собственных поровых растворов как по вертикали, так и по латерали. Кроме того, нельзя недооценивать и возможности диффузного перемещения Mn из ближайших объемов глин к центрам кристаллизации карбоната Mn в коллекторах, которые одновременно являлись активными центрами сульфат-редукционных реакций. При этом не следует считать, что весь карбонат рудных конкреций есть продукт биогенной переработки органического вещества, заключенного в песчано-алевритовых горизонтах.

Элизионные растворы поставляли воднорастворенное органическое вещество, а также Mn и гидрокарбонат, возможно, даже в насыщенном состоянии относительно $MnCO_3$. Но условия пересыщения (значит, и минералообразования) возникали только в коллекторах на центрах биогенной генерации H_2S и CO_2 , что предопределило рудообразование в песках, а не в глинах, поставляющих исходные компоненты.

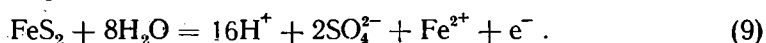
Как уже упоминалось, на Мангышлакском месторождении не обнаруживается контрастная минералогическая зональность карбонатов по латерали, если не считать относительное увеличение доли Mn в манганокальцитах по направлению к древнему очагу разгрузки — разлому в пределах Каратауской мегантиклинали. Крайне условно эту тенденцию можно было бы изобразить рядом $CaCO_3 \rightarrow CaMn(CO_3)_2 \rightarrow Mn(CO_3)$, который свидетельствует о постепенном очищении рудообразующих растворов от остаточного Ca.

Что же касается локальных проявлений сидеритов в глинистых осадках узунбасской свиты, то они демонстрируют уже другой процесс, возможно, не связанный по времени с основным — марганцеворудным. Не исключено, что узунбасские сидериты являются продуктом диагенетического перераспределения вещества изначально высокожелезистых илов, не подвергнувшихся глубокому сероводородному заражению из-за лучшей кислородной «вентиляции» бассейна осадконакопления или вследствие его значительной опресненности.

Исходя из «среднего» состава иловых вод, прошедших стадию сульфат-редукционной переработки: $Cl^- > HCO_3^-$; $Na^+ > Mg^{2+} \gg Ca^{2+}$ — и характерных для внутренних морей, было бы наиболее оправданно ожидать минералогическую зональность марганцеворудного процесса следующего вида (по потоку рудообразующего раствора): $CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 \rightarrow FeCO_3 \rightarrow CaMn(CO_3)_2 \rightarrow MnCO_3$.

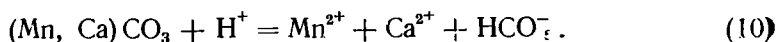
Однако на Мангышлакском месторождении подобной зональности нет, возможно, из-за жесткой сульфидной фиксации Fe в глинах и обедненности последних щелочноземельными металлами.

Подробнее остановимся на механизме окисления марганцево-карбонатных конкреций после эрозионного вскрытия месторождения и воздействия кислородных вод. Из представленной диаграммы (см. фиг. 1) видно, что поле стабильности $MnCO_3$ и $CaMn(CO_3)_2$ в координатах Eh—pH достаточно велико, а это означает, что его окислению должны предшествовать иницирующие процессы, способствующие выведению Mn в раствор. По-видимому, первыми начинают окисляться микропримеси сульфида Fe, наличие которых установлено по охристым включениям в карбонатных конкрециях.



Локальное увеличение кислотности внутри конкреции вызывает травление карбонатов, что, с одной стороны, повышает проницаемость тела конкреции для растворов, с другой — выводит в подвижное состояние

Fe^{2+} , Mn^{2+} и Ca^{2+} :



Двухвалентное Fe диффузионно мигрирует за пределы зоны окисления сульфида, что в целом совпадает с поверхностью конкреции. Здесь в связи с реакцией (10) кислотность среды резко падает и Fe^{2+} окисляется до $\text{Fe}(\text{OH})_3$, образуя первичный железистый концентр (см. фиг. 2, II). Окисление Mn^{2+} становится возможным лишь тогда, когда в теле конкреции не останется даже незначительной примеси сульфида, который для Mn^{2+} играет стабилизирующую роль, поскольку из-за реакции (9) под железистым концентром долгое время сохраняется дефицит кислорода. Буферные свойства окислительно-восстановительной пары $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в начальный момент окисления Mn^{2+} препятствуют образованию марганцевого окисла с высоким содержанием MnO_2 . В этих условиях наиболее вероятно формирование рыхлой цементации песка (за пределами железистого концентра) окислами Mn, где преобладает форма бирнессита ($\text{MnO}_{1.5}$).

Как только пара $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ перестает быть потенциалзадающей и при условии постоянного подтока кислорода, Eh-потенциал резко повышается и в соответствии с реакциями (6) — (8) начинается многоступенчатое окисление двухвалентного марганца; при этом внутри формирующегося кариолита постепенно повышается кислотность среды, что способствует повышению доли MnO_2 в сложных окислах. Тодорокито-криптомеллановый концентр располагается ближе к ядру окисления, образуя малопроницаемый слой цементации (см. фиг. 2, II). В этот период проникновение внутрь кариолита кислорода и встречный выход Mn^{2+} из ядра на периферию затрудняется из-за изоляции пористого пространства плотными окислами Mn. Однако окисная «рубашка» не может быть однородна по толщине и проницаемости. Вероятно, поэтому выдержанные округлые формы карбонатных конкреций при окислении видоизменяются до угловатых, сложноветвистых кариолитов с явно выраженными выростами, которые характерны для минералообразовательного процесса в анизотропной среде.

Не приходится сомневаться в том, что стабилизация окислительно-восстановительной обстановки в реакциях окисления Fe и Mn во многом обязана деятельности хемоавтотрофных микроорганизмов, а применительно к Mn, окисление которого требует очень высоких значений Eh-потенциалов, без биокатализа этот процесс был бы маловероятен.

Таким образом, рассматривая причинность формирования мангышлакского марганцевого оруденения, выделим несколько необходимых геолого-структурных и геохимических условий.

Геологоструктурная обстановка оруденения характеризуется наличием элизионного палеобассейна и соответствующего гидродинамического режима седиментогенных вод, которые под действием вертикальных и тангенциальных напряжений высвобождаются из глин, протекают в нежимаемые коллектора, а оттуда по тектонически ослабленным зонам — на поверхность. В элизионном гидродинамическом режиме любой проницаемый разлом играет роль дрены седиментогенных вод, и чем более он проницаем, тем быстрее и полнее реализуется отжатие поровых растворов из глин. По-видимому, подобной дренажной рудообразующих растворов явилась система разрывных нарушений в зоне сочленения Каратауской мегантиклинали с Чакырганской синклиналью.

Геохимическая сторона вопроса включает следующие необходимые предпосылки: 1) специфичность областей сноса, питающих палеобассейн, прежде всего в отношении бескарбонатности терригенного глинистого материала и обилия гумусового стока; 2) специфичность бассейна седиментации, вероятно, имевшего сероводородное заражение водной толщи; 3) специфичность диагенеза глинистых осадков, происходящего в среде, где практически отсутствует карбонат кальция. Все это приводит к ситуации, когда в поровых растворах толщи майкопских глин при постоянном присутствии сульфат-редукционного сероводорода и углекис-

лоты происходит естественное разделение миграционных путей Fe и Mn. Кальций и железо, являющиеся постоянными конкурентами Mn в карбонатообразовании, вследствие различных причин не достигают насыщения по карбонату. Только в этих условиях родохрозит и манганокальцит могут выделяться в твердую фазу, опять же при достаточно высоком парциальном давлении углекислоты, которое реализуется в проникаемом коллекторе на центрах сульфат-редукционной генерации газов.

Анализ свойств элизонных палеобассейнов позволяет утверждать, что по их периферии, особенно в тектонически ослабленных зонах, при различных геохимических обстановках могут формироваться не только карбонатно-марганцевые и сидеритовые месторождения [16], но и залежи элементарной серы [7], низкотемпературных полиметаллических руд [10].

Литература

1. Аникеев В. В., Бадтиева О. С., Котлярова А. А. и др. Поведение тяжелых металлов при смешении речных и морских вод. Речная часть эстуария. Миграция взвешенных и растворенных форм тяжелых металлов//Геохимия. 1985. № 7. С. 1014—1024.
2. Баас Беккинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 11—84.
3. Гаррелс Р. М., Крайтс Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.
4. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука 1975. 178 с.
5. Дворов В. И. Энергетика прибрежного гипергенеза и диагенеза осадков//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 4. С. 44—57.
6. Дворов В. И. Формирование ионно-солевого состава термальных рассолов плиоценовой толщи Западной Туркмении//Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1985. С. 107—120.
7. Дворов В. И., Щербаков А. В. Геохимическая модель формирования экзогенных серных руд//Материалы XI конгр. Карпато-Балканской ассоц. Минералогия и геохимия. Киев: Наук. думка, 1980. С. 222—230.
8. Дружинин И. И. Ассоциация черных, цветных, редких и рассеянных металлов и элементов в марганценосном разрезе Мангышлака//Геохимия. 1980. № 8. С. 1207—1221.
9. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
10. Павлов Д. И., Дворов В. И. Формирование повышенной металлоносности термальных рассолов Челекена и вопросы генезиса стратиформного свинцово-цинкового оруденения//Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980. С. 106—113.
11. Сапожников Д. Г. О закономерностях размещения осадочных и остаточных рудных месторождений//Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. 287 с.
12. Соколова Е. А., Дворов В. И. Геолого-химические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Геологические условия//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 60—79.
13. Сташук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1975. 208 с.
14. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса//Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 185. 495 с.
15. Тищенко П. Я., Волкова Т. И., Чичкин Р. В. Взаимодействие сложных окислов марганца с водными растворами. Термодинамический анализ//Геохимия. 1985. № 4. С. 554—558.
16. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизонных бассейнах. М.: Наука. 1983. 149 с.

УДК 551.88(477.4)

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
ФОРМИРОВАНИЯ ТИРАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПРЕДКАРПАТЬЯ В СВЯЗИ С ИХ СЕРОНОСНОСТЬЮ**

КРОПАЧЕВА С. К., ПОНОМАРЕВ В. Е., ДОВГАН В. И.

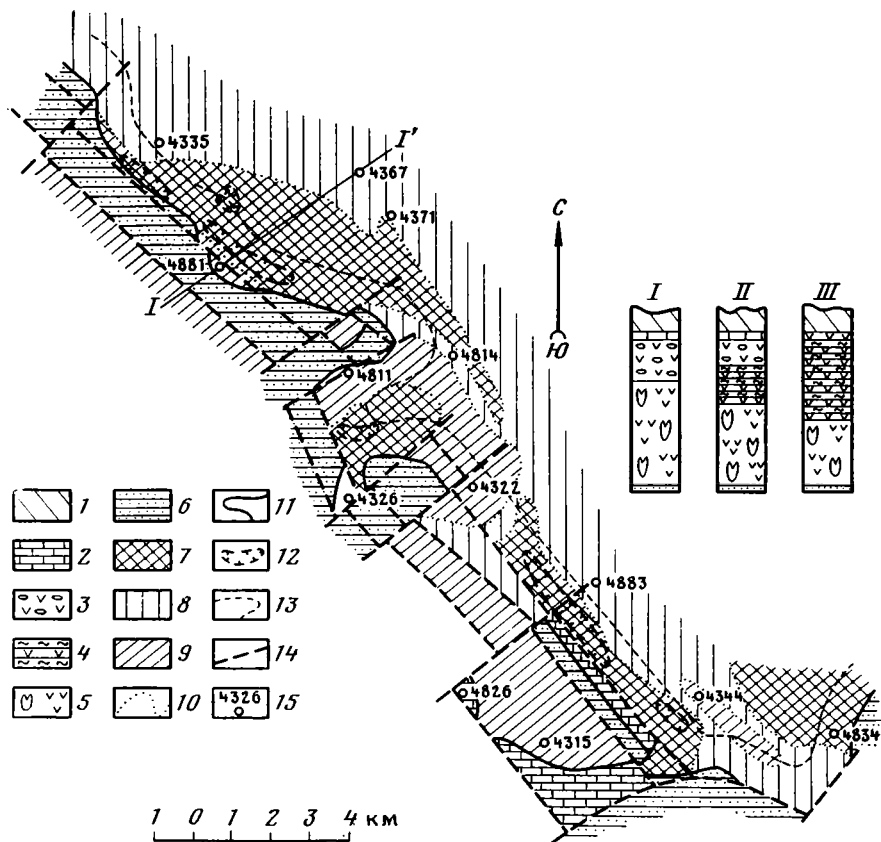
Приводятся результаты литолого-фациальных исследований продуктивных тирасских отложений на одной из площадей юго-восточной части Предкарпатского сероносного бассейна. На их основе проведена палеогеографическая реконструкция времени их накопления на этой площади. Показаны этапы развития и пространственное положение фаций палеосебкхи. Установлено, что избирательность метасоматических процессов при образовании самородной серы и соответственно локализация ее залежей были обусловлены литолого-фациальным составом продуктивных отложений, в свою очередь зависящих от палеогеографической обстановки формирования.

Изучение верхнетортонских гипсоангидритовых отложений Советского Предкарпатья ведется почти полтора века. За это время высказывались различные предположения об условиях их формирования. Наиболее интенсивные исследования стали проводиться после 1950 г. в связи с открытием в Предкарпатье серных месторождений, для которых эти сульфатные породы являются продуктивными. В настоящее время большинство исследователей относят указанные сульфатные образования, широко распространенные на прилегающих к Карпатам площадях, к осадкам тортонского галогенного бассейна [1, 4, 7 и др.]. По данным Д. П. Хрущева [15], в Предкарпатье выделяется крупная тортонская галогенная формация, занимающая площадь порядка 81 тыс. км² и располагающаяся на территории СССР, Польши, Румынии и Югославии. Регионом накопления отложений этой формации являлся Центральный Паратетис.

В пределах Советского Предкарпатья верхнетортонский галогенный комплекс объединяется в тирасскую свиту, в которую входит гипсоангидритовый горизонт совместно с метасоматическими по сульфатам сероносными карбонатными породами и осадочными известняками ратынского горизонта. Перекрытая мощной толщей терригенных отложений тирасская свита сплошным плащом покрывает внешнюю зону передового предгорного Предкарпатского прогиба, выходя близко к поверхности на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы, в пределах которой встречаются уцелевшие от размыва разобщенные (крупные и мелкие) поля этих отложений. Мощность свиты обычно не превышает 40—50 м и только в глубоких впадинах (Коршевская, Заболотовская) прогиба увеличивается до 250 м и более за счет появления в ее разрезе легкорастворимых солей. Тирасская свита залегает трансгрессивно на морских породах нижнетортонского и более древнего возраста.

Гипсоангидритовый горизонт тирасской свиты обычно рассматривается как сравнительно однородная толща, образовавшаяся в период единого седиментационного цикла. По данным ряда исследователей [1, 4, 7], отложения тирасской свиты формировались в мелководно-лагунных условиях. Огромная площадь их распространения, явно не соответствующая понятию «лагуна», позднее привела Н. М. Страхова [14] к заключению, что накопление галогенных осадков происходило в замкнутом, крупном морском заливе карабогазского типа. Многолетние исследования авторов настоящей статьи позволили получить новые данные о палеогеографической обстановке формирования тирасской свиты.

Литолого-фациальный состав тирасской свиты. Литологические исследования тирасской свиты подтвердили мнение С. К. Кропачевой о

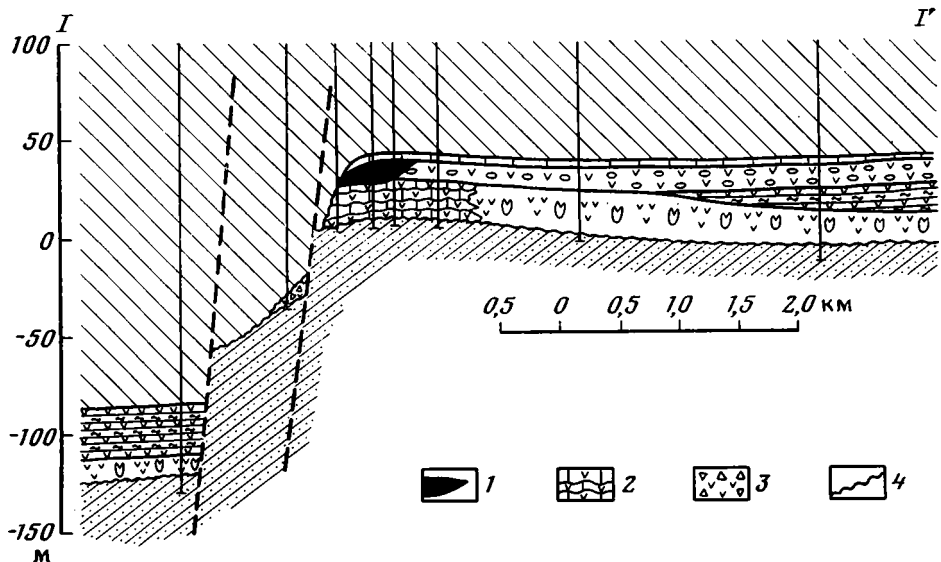


Фиг. 1. Схематическая специализированная литолого-фациальная карта тирасских отложений на Лисецкой поисковой площади (составлена авторами совместно с И. И. Герасимовой)

1 — перекрывающие песчано-глинистые отложения верхнетортонского возраста (ковоская свита); 2—5 — отложения тирасской свиты (2 — известняки ратынского горизонта, 3 — карбонатно-сульфатные породы нодулярной текстуры, 4 — глинисто-сульфатные ритмиты, 5 — ангидритизированные крупнокристаллические гипсы с субвертикально ориентированными кристаллами); 6 — подстилающие тирасскую свиту нижнетортонские (барановские) песчаники; 7—9 — литофациальные зоны (7 — с разрезом I типа, 8 — с разрезом II типа, 9 — с разрезом III типа); 10—11 — границы (10 — между литофациальными зонами, 11 — между стратиграфическими подразделениями); 12 — контуры метасоматических сернорудных кальцититов; 13 — контур структурной полосы, перспективной для размещения серных залежей; 14 — тектонические нарушения; 15 — поисковая скважина и ее номер

ее фациальной неоднородности. Текстурные особенности сульфатных пород и целый ряд других признаков дают возможность выделять среди гипсоангидритовых отложений Советского Предкарпатья фациальные комплексы, формировавшиеся в себкховой обстановке. Себкховые фации распространены преимущественно в узкой полосе субкарпатского простираения, пространственно совпадающей с зоной сочленения прогиба и платформы. В этой полосе локализируются серные месторождения. За пределами зоны сочленения прогиба и платформы в разрезе тирасской свиты обычно преобладают субаквальные комплексы сульфатов [13]. Д. П. Хрущов [15], по данным исследователей, изучавших разновозрастные сульфатные отложения на территории Румынии, также отметил широкое развитие себкховых фаций в тортонской галогенной формации Предкарпатья.

Нами проведены литолого-фациальные исследования продуктивных на серу сульфатных отложений на одной из площадей детальных поисков серы в юго-восточной части Предкарпатского бассейна. Полученные



Фиг. 2. Литолого-фациальный профиль по линии I—I' (см. фиг. 1)
1 — серпентинные мальхиты; 2 — сульфатизированные в диагенезе строматолиты,
3 — оболочные сульфатные породы; 4 — поверхность размыва отложений. Остальные
условные обозначения см. на фиг. 1

данные позволили составить крупномасштабную специализированную литолого-фациальную карту сульфатных отложений (фиг. 1).

Изученная Лисецкая площадь располагается в зоне сочленения края платформы и внешней зоны Предкарпатского прогиба в пределах Майдан-Ивано-Франковского поперечного поднятия. Строение участка сложное — отложения продуктивной тирасской свиты разбиты серией ступенчатых сбросов субкарпатского простирания, многие из которых обладают амплитудой более 100 м и входят в тектоническую зону Калужского разлома. Поперечные нарушения имеют значительно меньшие смещения. Сложная система дизъюнктивной тектоники обуславливает блоковое строение участка. Отложения тирасской свиты, имеющей здесь мощность от 3 до 38,5 м, полого погружаются в сторону прилегающего Предкарпатского прогиба.

Площадь поисков была разбурена большим числом скважин, что позволило детально изучить разрез тирасской свиты и выделить морфогенетические типы сульфатных пород. Методика таких исследований была разработана нами ранее [9]. В ее основу положена классификация первичных текстур сульфатных и карбонатно-сульфатных пород, встречающихся на серных месторождениях.

Документация керна поисковых скважин на Лисецкой площади показала, что слои сульфатоносных отложений определенных морфогенетических типов прослеживаются на сравнительно больших участках, в пределах которых занимают фиксированное положение в разрезе, т. е. относятся к выдержанным фациальным комплексам. По мнению А. А. Иванова и М. Л. Вороновой [3], они являются микрофациями. Отсюда появилась принципиальная возможность их картирования, для чего были построены вспомогательные фациальные профили по линиям бурения. Один из таких профилей приведен на фиг. 2.

Кратко остановимся на характеристике и условиях образования встречающихся на Лисецкой площади морфогенетических типов сульфатных и карбонатно-сульфатных пород.

Нижнюю часть разреза гипсоангидритового горизонта на всей площади занимают сульфатные породы с текстурами крупнокристаллических гипсов. В настоящее время они ангидритизированы или замещены вторичным по ангидриту гипсом. Первичные текстуры распознаются по характерным вертикально ориентированным

удлиненным светлым пятнам, которые являются деформированными псевдоморфозами более поздних сульфатных минералов по крупным шестоватым хорошо ограненным кристаллам первично-седиментационного гипса, росшим на спокойных мелководных участках галогенного бассейна. Мощность этих пород составляет в среднем 10—15 м.

В слоях сульфатов с текстурами крупнокристаллических гипсов встречаются маломощные прослои строматолито-подобных образований. Их текстуры унаследованы от первичных биоморфных текстур карбонатов, образованных в результате жизнедеятельности сине-зеленых водорослей. На ранних стадиях диагенеза произошла сульфатизация строматолитов, что и обусловило сульфатный состав пород, обладающих характерными для строматолитов текстурами. На северо-западной окраине Лисецкой площади строматолито-подобные породы приобретают самостоятельное значение. Их слои достигают мощности 10—15 м, а несколько тонких прослоев крупнокристаллических гипсов играют подчиненную роль.

Сульфатные породы с текстурами крупнокристаллических гипсов и строматолитов совместно образуют единый фациальный комплекс, формировавшийся на шельфовом мелководьи.

Следующими по распространенности морфогенетическими типами продуктивных пород являются глинисто-сульфатные ритмиты и карбонатно-сульфатные породы порфири-видной текстуры.

Ритмиты содержат включения глин в форме как тончайших пропласточков, так и более грубых слоев и линз мощностью в несколько сантиметров. Как правило, средняя мощность двучленной слоевой единицы (прослоек сульфата + пленка глины) не превышает 1 мм и, наиболее вероятно, она является годичным осадком с сезонным изменением состава. Подобные породы входят в относительно глубоководный субаквальный литофа-циальный комплекс. В гипсоангидритовом горизонте такие отложения распространены не повсеместно и встречаются только в средней и верхней частях разреза. Их мощность колеблется в пределах 5—18 м.

Порфири-видные карбонатно-сульфатные породы представлены преимущественно нодулярной (желваковой) разновидностью. Овальные желвачки сульфатов, диаметром 1—5 см, сосредоточены в известковом матриксе. Содержание карбонатов в данных породах колеблется в широких пределах (от 5 до 40%). Эти отложения относятся к субаэральному литофа-циальному комплексу древней себкхи [13]. Мощность их на изученной площади изменяется от 2 до 9 м. Развита они локально на приподнятых блоках, венчая здесь разрез продуктивного горизонта.

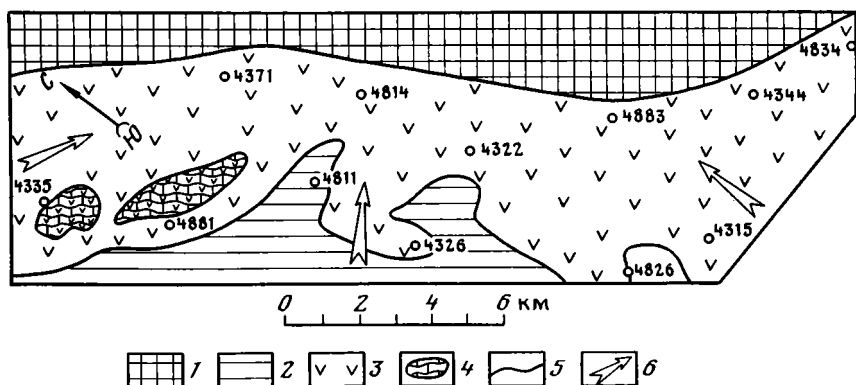
Таким образом, проведенные литофа-циальные исследования позволяют расчленить тирасскую свиту на слои пород разных морфогенетических типов. Анализ их условий образования дает возможность выделить три литофа-циальных комплекса сульфатных отложений, формировавшихся в разных обстановках:

- 1) прибрежный мелководный комплекс, представленный ассоциацией сульфатных пород с текстурами крупнокристаллических гипсов и строматолитов (зона литорали);

- 2) субаквальный относительно глубоководный комплекс (зона сублиторали), в который входят глинисто-сульфатные ритмиты;

- 3) субаэральный комплекс (супралитораль, фация прибрежной карбонатной себкхи), основным типом отложений которого являются карбонатно-сульфатные породы нодулярной текстуры.

Кроме сульфатных и карбонатно-сульфатных пород на Лисецкой площади в тирасской свите распространены и чисто карбонатные породы. Они подразделяются на две генетические группы. Одна из них содержит серную минерализацию и относится к метасоматическим по сульфатным породам образованиям [5, 11, 12]. Вторую группу составляют седиментационные известняки ратынского горизонта, мощностью до 1 м, в которых серная минерализация практически отсутствует. В эту группу



Фиг. 3. Палеогеографическая схема раннетирасского времени накопления гипсоангидри-
товых отложений на Лишецкой площади
1 — суша; 2—3 — зоны (2 — сублиторали, 3 — литорали); 4 — строматолитовые био-
гермы в зоне литорали; 5 — граница между зонами с разными фациальными обстанов-
ками накопления осадков; 6 — направление подтока морских вод. Остальные условные
обозначения см. на фиг. 1

входят биохеомогенные, водорослевые, копрогенные и другие образова-
ния, накапливающиеся в засоленных морских бассейнах.

На основании закономерной изменчивости фациальных профилей верхнетортонских сульфатов на всей Лишецкой площади нами выделены три типа разреза тирасской свиты, распространенные на отдельных участках различной протяженности и отличающиеся набором и последовательностью фациальных комплексов.

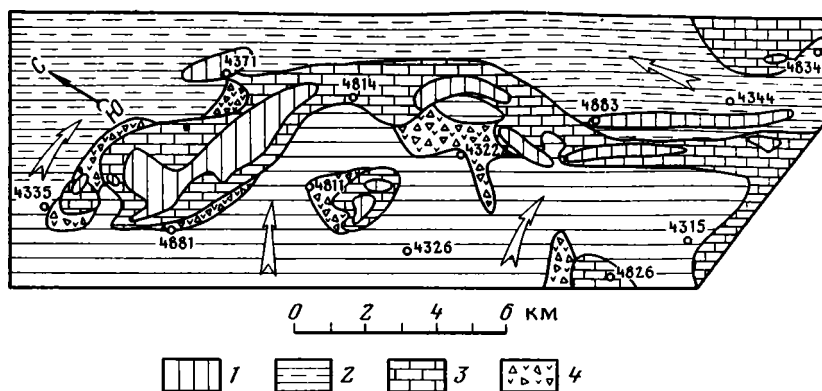
К *первому типу* относится двучленный разрез. В его основании за-
легают ангидриты и гипсоангидриты с текстурами первичных крупно-
кристаллических гипсов, а в верхней части — карбонатно-сульфатные
породы нодулярной текстуры. Участки с таким типом разреза имеют
незначительную протяженность и ширину и локализованы в основном
вдоль приподнятого крыла Калушского разлома, отделяющего внешнюю
зону прогиба от слабопогруженной части платформ.

Второй тип характеризуется трехчленным разрезом, в котором меж-
ду пачками пород нодулярной текстуры и пород с текстурами крупно-
кристаллических гипсов помещается прослой глинисто-сульфатных рит-
митов. Зоны с этим типом разреза расположены в основном в платфор-
менной части.

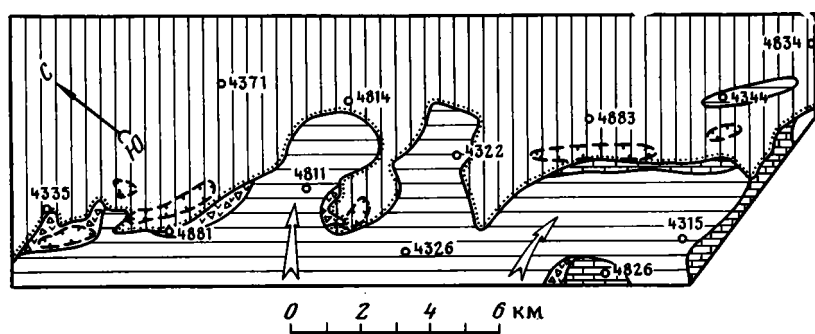
Третий тип, так же как и первый, двучленный. В его основании за-
легают породы с текстурами крупнокристаллических гипсов. Верхнюю
часть гипсоангидритного горизонта составляют глинисто-сульфатные рит-
миты. Площади с этим типом разреза расположены в основном в преде-
лах наиболее погруженных блоков, но встречаются также на приподня-
тых блоках. Последнее связано скорее всего с постседиментационными
восходящими тектоническими движениями.

В соответствии с произведенной типизацией фациальных разрезов
тирасской свиты на построенной геологами Прикарпатской ГРП геоло-
гической карте масштаба 1 : 25 000 со снятыми терригенными отложе-
ниями (косовская свита) нами в тирасских отложениях выделены лито-
фациальные зоны по принципу соответствия их тому или иному фаци-
альному профилю (типу разреза).

На приведенной схематической литофациальной карте (см. фиг. 1)
границы между литофациальными зонами коррелировались с имеющи-
мися на геологической карте границами конседиментационных тектони-
ческих структур (блоков), относительное время заложения которых
определялось нами при помощи анализа мощностей и изменения фаци-
ального профиля. В свою очередь эти факторы позволяли нам уточнять
границы указанных тектонических элементов, ранее проведенные геоло-
гами Прикарпатской ГРП преимущественно по геофизическим и об-
щегеологическим данным.



Фиг. 4. Палеогеографическая схема среднетирасского времени накопления гипсоангидритовых и карбонатных отложений на Лисецкой площади 1—4 — зоны (1 — супралиторали — палеосебкхи, 2 — лагуны, 3 — мелководного биохомогенного карбоната накопления, 4 — накопления седиментационных брекчий на подножии подводных склонов). Остальные условные обозначения см. на фиг. 1 и 3



Фиг. 5. Палеогеографическая схема позднедтирасского времени накопления гипсоангидритовых отложений. Условные обозначения см. на фиг. 1, 3 и 4

• **Палеогеографическая обстановка формирования тирасской свиты.** На основе литофациальной карты и построенных фациальных профилей стало возможным произвести реконструкцию условий осадконакопления на Лисецкой площади в тирасское время. Нами были составлены схематические палеогеографические карты масштаба 1 : 50 000 для разных стадий седиментации гипсоангидритового горизонта (фиг. 3, 4, 5).

В истории развития эвапоритового бассейна по результатам литолого-фациального анализа можно выделить три основных этапа.

На начальном этапе (см. фиг. 3) происходила трансгрессия бассейна на размытую в дотирасское время древнюю сушу. В обстановке засоления вслед за мигрирующей береговой линией в условиях мелководья накапливались крупнокристаллические гипсы с субвертикально ориентированными кристаллами, часто в ассоциации с биохомогенными карбонатными осадками. Кристаллы гипса росли либо субаквально на каком-нибудь субстрате, либо субаэрально, прорастая осушенный карбонатный и глинисто-карбонатный ил. В полосе приливов и в субаэральных условиях среднеприливной зоны одновременно происходил рост строматолитовых биогермов, которые еще на ранних стадиях диагенеза были частично или полностью сульфатизированы. В наиболее удаленных от береговой линии в сторону открытого эвапоритового бассейна сублиторальных участках, ниже зоны фотосинтеза и базиса действия волн, отлагались глинисто-сульфатные сезонные ритмиты. Источником глинистого материала служили интенсивно разрушающиеся породы Прикарпат [1].

В середине тирасского времени произошла перестройка структурного плана района и соответственно обстановки осадконакопления (см. фиг. 4), что связано с очередным этапом углубления внешней зоны прогиба, начавшимся еще в нижнетортонское время [2]. При активизации Калушского регионального разлома бассейн седиментации оказался расчлененным на две части. Участки суши, расположенные на юго-западном крыле разлома, и прилегающая к нему часть бассейна начали интенсивно погружаться. Здесь накапливаются относительно глубоководные глинисто-сульфатные ритмиты. Вдоль северо-восточного крыла разлома сформировалась цепь приразломных антиклиналей (см. фиг. 4). Их ядра частично выходили выше уровня вод бассейна, образуя гряду низменных островов, окруженных мелководными банками. На этих отмелях происходило биохемогенное накопление карбонатов.

На участках низменной суши создались своеобразные условия приливно-отливной равнины (себкха). Современным аналогом ей служит побережье Персидского залива [8]. При интенсивном капиллярном испарении грунтовых вод, подпитка которых происходила из эвапоритового бассейна, в ранее отложившихся или намытых штормами карбонатных осадках начался субаэральный рост желваков (нодулей) гипса или отдельных разрозненных линзовидных его кристалликов. При этом карбонатная составляющая осадка механически раздвигалась и частично замещалась гипсом, что обусловило формирование смешанных карбонатно-сульфатных пород порфириовидных текстур.

Карбонатная часть смешанной породы часто представлена продуктами жизнедеятельности синезеленых водорослей, находившихся на приливно-отливной равнине в форме водорослевого войлока, в порах которого шла кристаллизация гипса. Иногда в карбонатах можно наблюдать многочисленные копролиты, что указывает на бурное развитие эвригалинной фауны в водах прилегающего засоленного бассейна.

Кроме нодулярных текстур карбонатно-сульфатных пород признаком осадконакопления в условиях приливно-отливной равнины служит также наличие плоскогалечных конгломератов [8]. Они образуются в условиях высокой динамики водной среды в прибрежной пляжной зоне за счет разрушения слаболитифицированных ранее отложенных карбонатных и сульфатных осадков. Для Лисецкой площади вообще характерно обилие переотложенных обломочных пород, в том числе плоскогалечных конгломератов, что указывает на частое осушение литоральных зон осадконакопления в периоды внутриформационных перерывов.

Однако с субаэральным накоплением карбонатно-сульфатных осадков за барьером мелководья и островов, на платформенной части в период максимальной трансгрессии обособилась лагуна, где в сравнительно мелководной обстановке с низкой динамикой среды началось отложение тонкослоистых осадков, состоящих либо из одних сульфатных минералов, либо из ритмично переслаивающихся глин и сульфатов.

На участках перегиба дна бассейна, в полосе вдоль Калушского разлома, происходили частые подвижки, что приводило к подводным оползням слаболитифицированных осадков. При этом возникали брекчии, состоящие из обломков сульфатных пород различного генетического типа, в том числе переотложенных из пляжной зоны. Брекчии образуют шлейфы или конусы выноса на подводных склонах и у их подножия в углубленных участках со стороны прогиба. Иногда разрез тирасской свиты почти полностью представлен этими брекчиями. Обломки в седиментационных брекчиях, как правило, окатаны. Цемент чаще всего карбонатно-сульфатный или глинисто-карбонатно-сульфатный. В разрезе эти брекчии образуют достаточно выдержанные линзовидные тела и прослои, согласные с общим напластованием.

На заключительном этапе сульфатонакопления (см. фиг. 5) началась постепенная регрессия эвапоритового бассейна. Поскольку средняя мощность двучленного сезонного ритмита (глинисто-сульфатного слоя), как указывалось, осаждалась со скоростью 1 мм/год, то при максимальной мощности слоя ритмитов в лагунной зоне около 8 м можно

предположить, что за период 6—8 тыс. лет отложения ритмитов скопировали в этой части бассейна все неровности дна.

Исходя из скорости накопления глинисто-сульфатных ритмитов, можно рассчитать время накопления всей толщи пород тирасской свиты на изученной площади. Мощность свиты в наиболее погруженной части, представленной полностью глинисто-сульфатными ритмитами, составляет 30—40 м. Так как в данной сублиторальной зоне не наблюдаются перерывы в осадконакоплении, то можно предположить, что весь седиментационный цикл составлял приблизительно 40 тыс. лет. Вполне вероятно, что и в остальных частях верхнетортонского эвапоритового бассейна накопление гипсоангидритового горизонта заняло близкий к этой величине промежуток времени.

При дальнейшей регрессии на месте лагун, а также карбонатных отмелей и островов сформировалась обширная себкховая равнина, периодически затопляемая во время максимальных приливов и сильных штормов. Здесь в субаэральной обстановке накапливались смешанные карбонатно-сульфатные отложения с порфиризовидными текстурами. В погруженной юго-западной части Лисецкой площади продолжалось буквальное осаждение одних только глинисто-сульфатных ритмитов.

Конец тирасского времени ознаменовался некоторым распреснением вод эвапоритового бассейна. Сульфатонакопление сменилось осаждением карбонатов ратынского горизонта [1, 11]. При этом в погруженной части бассейна с водами более повышенной солености отлагались глинистые пелитоморфные известняки, а в приподнятой — биохемогенные известняки со следами жизнедеятельности водорослей, многочисленными копролитами, мелкими кристалликами гипса, замещенными в раннем диагенезе вторичным кальцитом. Следовательно, здесь продолжали сохраняться условия аридных приливно-отливных равнин.

Расчленение тирасской свиты на слои, соответствующие микролитифациям сульфатных отложений, позволило достоверно выявить признаки размыва этих отложений как внутри свиты, так и в самой ее верхней части, с чем во многих случаях связано резкое изменение мощностей ее отложений на изученной площади. Между микролитифациями по вертикали, в участках сокращения мощности отдельных слоев или их полного выпадения, наблюдаются эрозионные контакты, карстовые полости и карманы, выполненные обломками сульфатных и карбонатных пород. Очевидно, отмеченные на данной площади признаки как внутрiformационных размывов, так и эрозии верхов гипсоангидритового горизонта в докосовское или раннекосовское время характерно не только для юго-восточной части бассейна, но и всего сероносного региона, на что ранее было обращено внимание и других исследователей [10].

Таким образом, палеогеографическая обстановка накопления отложений тирасской свиты была сложной и характеризовалась частыми изменениями глубины галогенного бассейна. В определенные периоды, особенно в конце формирования сульфатной толщи, были распространены плоские прибрежные приливно-отливные равнины, где субаэрально накапливались карбонатно-сульфатные осадки. В то же время на площадях внешней зоны прогиба стабильно существовали области субаквального относительно глубоководного осаждения тонкослоистых сульфатов и глинисто-сульфатных ритмитов.

Влияние литофациального состава тирасской свиты и палеогеографической обстановки ее формирования на локализацию серных залежей. Вынесенные на литофациальную и палеогеографическую схемы (см. фиг. 1, 5) контуры шести мелких рудных тел, обнаруженных поисковыми работами, обусловили выявление нового литологического фактора, влияющего на размещение серных залежей и могущего служить критерием локального прогноза.

Установлено, что рудные тела размещаются только в зонах с первым типом фациального профиля. Для него характерно присутствие в верхней части тирасской свиты относительно проницаемых субаэральных карбонатно-сульфатных пород нодулярной текстуры. По ним, в от-

личие от чисто сульфатных и глинисто-сульфатных пород — хороших флюидоупоров, происходят метасоматические преобразования, в результате которых образуются серные руды [13].

Руды, возникшие по карбонатно-сульфатным породам нодулярной текстуры, соответственно занимают тот же гипсометрический уровень разреза, что и породы субстрата, по которым происходят метасоматические преобразования. Исключением является северо-западная часть площади, где руда образуется по относительно проницаемым, сульфатизированным в диагенезе, строматолитам, выведенным в верхнюю часть разреза продуктивной толщи в результате размыва нодулярных пород, ранее занимавших верхнюю часть разреза.

В тех участках площади, где относительно проницаемые карбонатно-сульфатные породы отсутствуют (литофациальные зоны с разрезами третьего типа), серные залежи не формируются. Размещенные там в верхах толщи глинисто-сульфатные ритмиты практически не подвергаются метасоматическим преобразованиям из-за низкой проницаемости. Однако и в зонах со вторым типом разреза, где верхнюю часть тирасской свиты занимают относительно проницаемые карбонатно-сульфатные породы, но в средней части разреза присутствуют глинисто-сульфатные ритмиты, также не происходят метасоматические преобразования и не формируются руды. Это вызвано отрицательной ролью глинисто-сульфатных ритмитов, присутствие которых в любых частях разреза блокирует распространение растворов (флюидов), необходимых для серообразовательных реакций.

При анализе размещения серных залежей на Лисецкой площади выявлена также важная структурная закономерность. Все серные залежи расположены в узкой километровой полосе, прилегающей к зоне полного размыва тирасской свиты с выходом на докосовскую поверхность песчаников мела и нижнего тортона.

На принадлежность залежей серы описываемой площади именно к такой зоне, по нашему мнению, оказали влияние два фактора: 1) благоприятность зоны выклинивания сульфатных пород для интенсивного проникновения к месту серообразовательных реакций рудообразовательных растворов со стороны «окна» в толще эвапоритов; 2) совпадение этой зоны с крупноамплитудным (50—100 м) тектоническим нарушением, которое может рассматриваться как рудоконтролирующее. На размещение серных месторождений вдоль линий выклинивания отложений тирасской свиты на расстоянии 0,5—1 км от нее было обращено внимание и других исследователей [10, 16], поэтому этот фактор, как один из ведущих, в настоящее время учитывается при прогнозах.

Рассмотрим характер расположения участков на Лисецкой площади с разными литолого-фациальными типами разрезов в контуре наиболее перспективной на серу узкой километровой полосы вдоль линии выклинивания отложений тирасской свиты. Эта полоса протягивается на 43 км и внутри нее наблюдается частая смена участков с разными типами фациального профиля, что объясняется палеогеографической обстановкой времени накопления этих пород. Эти особенности обусловила изрезанность береговой линии, разделявшей в последний этап тирасского времени область литорального и супралиторального осадконакопления (см. фиг. 5). На фиг. 1 видно, что в перспективной на серу километровой полосе четыре небольших участка с первым типом разреза тирасской свиты, перспективным для локализации серных залежей, чередуются с участками, характер разреза которых неблагоприятен для процессов метасоматического серообразования. Такая фациальная изменчивость продуктивной толщи в структурной полосе, где могут развиваться процессы рудогенеза, и послужила препятствием для формирования крупных серных залежей на Лисецкой площади.

Зависимость литолого-фациальных особенностей продуктивных отложений от интенсивности серообразовательных процессов подтверждается и на примере некоторых других площадей Предкарпатского бассейна.

Проведенные нами литофациальные исследования на площадях, где располагаются Загайпольские и Шевченковские месторождения, показали, что строение литофациальных зон здесь сходно со строением зон на Лисецкой площади. В то же время наблюдается значительное различие в их распространенности.

Оба названных месторождения локализируются на бортах Заболотовской впадины, днище которой сложено либо породами литофациальной зоны с третьим типом разреза, либо полностью одними относительно глубоководными тонкослоистыми ангидритизированными гипсами, залегающими на слоях загрязненного глинами галита. Исходя из этого Заболотовская впадина не перспективна на серные месторождения, что подтверждается проведенными в ней буровыми работами.

На двух противоположных бортах впадины, где разместились залежи Шевченковского и Загайпольского месторождений, наиболее распространены литофациальные зоны с первым типом разреза; зоны со вторым типом разреза на площадях месторождений есть, в частности наиболее детально они изучены нами на Шевченковском месторождении; зоны с третьим типом отсутствуют. Эти зоны невелики и в них руды не образовывались. К таким участкам как раз приурочены «окна» в серных залежах.

Следовательно, сравнительно небольшие участки, занятые литофациальными зонами со вторым типом разреза, при полном отсутствии зон с третьим типом и при широком распространении зон с первым типом в перспективной километровой полосе вдоль линии выклинивания тирасской свиты явились благоприятной литологической предпосылкой для возникновения промышленных залежей серы на бортах Заболотовской впадины.

Литофациальный профиль, ранее построенный нами вдоль простирающейся залежи Гримновского серного месторождения [13], также свидетельствует о том, что наряду с прочими факторами благоприятной литологической предпосылкой возникновения этого месторождения послужило отсутствие в местах локализации основной его залежи глинисто-сульфатных ритмитов, наличие которых в разрезе продуктивной толщи обуславливает появление литофациальных зон со вторым и третьим типами разрезов и служит неблагоприятным фактором для серообразования в их пределах.

Ранее проведенные нами на одном из месторождений Гаурдак-Кугитангского района литофациальные исследования [6] также подтверждают, что при прочих равных условиях наблюдается избирательность процессов серообразования в связи с типом фациального профиля в благоприятных для серообразования структурных зонах.

Таким образом, не исключая значения других факторов, обеспечивающих возможность метасоматического серообразования (тектонических, геохимических и др.), авторы хотели подчеркнуть необходимость учета при прогнозах и поисках серы литолого-фациального состава продуктивных отложений и палеогеографической обстановки их формирования. Литолого-фациальные исследования еще на ранних стадиях специализированных геологосъемочных и общепромысловых на серу работ позволяют разбраковывать на изучаемой площади участки разной степени перспективности по литологическому фактору.

Литература

1. Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М.: Недра, 1967. 303 с.
2. Буров В. С. Очерк тектоники Внешней зоны Предкарпатского прогиба//Сов. геология. 1963. № 11. С. 40—50.
3. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1977. 248 с.
4. Корневский С. М., Захарова В. И., Шемахов В. А. Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат. Л.: Недра, 1968. 248 с.
5. Кропачева С. К., Пономарев В. Е. К вопросу о природе сероносных карбонатов//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 4. С. 36—48.
6. Кропачева С. К., Пономарев В. Е. Литофациальные комплексы верхнеюрских сульфидов. М.: Недра, 1984. 128 с.

- фатоносных отложений гаурдакской свиты и их значение для локализации серных руд//Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 241—248.
7. *Кудрин Л. Н.* Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. 174 с.
 8. *Лусия Ф.* Осадконакопление в обстановке эвапорито-карбонатной береговой зоны//Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. С. 196—226.
 9. Методические рекомендации по литолого-фациальным критериям крупномасштабного прогноза серы для Предкарпатья и Гаурдак-Кугитангского района/*Кропачева С. К., Пономарев В. Е., Шеденко С. М. и др.* Симферополь: ИМР, 1984. 37 с.
 10. *Поморцев Г. П., Довган В. И.* Особенности размещения продуктивных известняков на месторождениях серы Предкарпатья//Сов. геология. 1984. № 4. С. 36—39.
 11. *Саксеев Г. Т.* История формирования Предкарпатского сероносного бассейна//Сов. геология. 1977. № 9. С. 118—124.
 12. *Соколов А. С.* О генезисе месторождений самородной серы//Литология и полез. ископаемые. 1965. № 2. С. 51—60.
 13. Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. М.: Недра, 1981. 120 с.
 14. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 549 с.
 15. *Хрущов Д. П.* Литология и геохимия галогенных формаций Предкарпатского прогиба. Киев.: Наук. думка, 1980. 316 с.
 16. *Шеденко С. М.* Поисковые критерии и методика поисков месторождений самородной серы в юго-восточной части Предкарпатского сероносного бассейна//Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наук. думка, 1980. С. 73—76.

Институт минеральных ресурсов,
Симферополь

Поступила в редакцию
11.III.1986

УДК 553.93(477.62)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ АНТРАЦИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОНБАССА

**ГРЕЧУХИН В. В., ВОЕВОДА Б. И., САВЧЕНКО А. В.,
ДАРАГАН В. Н., ИВАНОВ Л. А.**

В статье изложены результаты применения новой геолого-геофизической методики изучения разрезов скважин, позволяющей резко увеличить детальность расчленения терригенных отложений, содержащих антрациты. Впервые дана детальная петрографическая и петрофизическая характеристика выделенных типов антрацитов и вмещающих пород, их вещественный и геохимический состав, физические свойства и распространенность в отложениях Донецкого бассейна.

Донецкий бассейн является основным поставщиком антрацитов в стране. Здесь действует 135 шахт общей производительностью 70,6 млн. т, что составляет около 35% всего добываемого угля в бассейне. Месторождения с антрацитами занимают по поверхности эрозионного среза каменноугольных отложений около 25% площади бассейна, а их запасы составляют около 22% запасов углей всех марок в бассейне (фиг. 1).

Антрациты служат не только в качестве энергетического сырья [1]. Они используются также в технологических целях: для литейного и электродного производства, получения карбидов кальция и кремния, термоантрацита, электрокорунда и агломерации бокситов. Месторождения Донбасса играют при этом важную роль, так как, например, термоантрацит производится только из антрацитов этого бассейна, а термографит получается только из отдельных пластов антрацитов Донецкого бассейна [5].

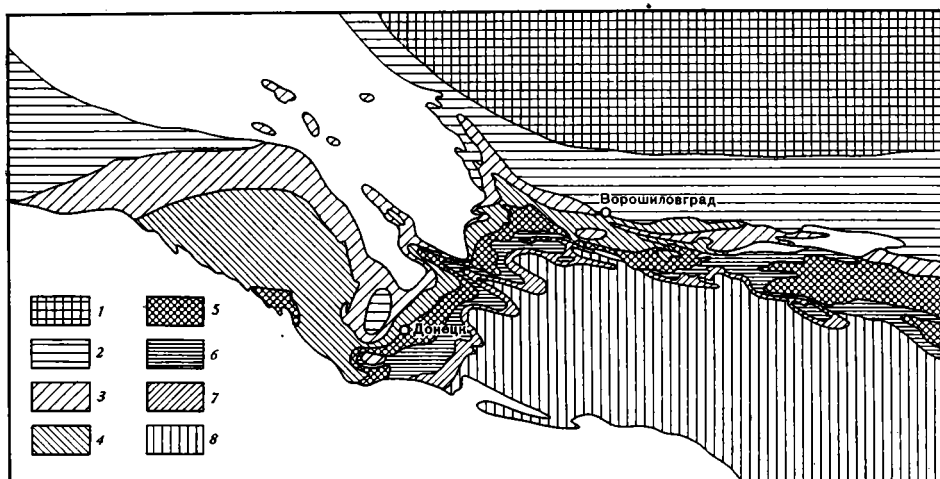
Основой решения всех геологических задач является литология, изучаемая до настоящего времени по керну разведочных скважин, как правило, визуально. Вследствие неполного выхода керна такая документация не может обеспечить даже общую картину о наличии всех слоев пород и последовательности их залегания в разрезе скважины.

Существующие геологические методы (петрографические, различные виды лабораторных испытаний и анализов) позволяют получить полную и всестороннюю характеристику пород. Однако ввиду ограниченных мощностей лабораторий, числа специалистов и огромного количества извлекаемого керна такие исследования выполнить по разрезу каждой разведочной скважины невозможно.

В настоящее время в углеразведке применяется комплекс геофизических методов (ГИС), позволяющих в разрезе скважин охарактеризовать по каждому слою целый ряд его физических свойств: пористость K_n , удельное электрическое сопротивление ρ_n , интенсивность естественного γ -излучения I_γ , объемную плотность δ_n , акустические свойства (скорость распространения продольных v_p и поперечных v_s волн, затухание энергии ультразвуковых колебаний α), эффективный атомный номер среды $Z_{эф}$, изменение диаметра скважины в процессе бурения d_c .

Перечисленные физические свойства обусловлены геологическими характеристиками пород (минеральный состав, размер зерна, степень эпигенетических преобразований и др.), что и предопределяет возможность детального изучения литологии по данным геофизики.

Однако на практике возможности геофизических методов в решении рассматриваемых вопросов практически не используются. В настоящее время геофизическая служба производит расчленение разрезов антрацитовых месторождений по геофизическим диаграммам качественно, с вы-



Фиг. 1. Схема распространения групп метаморфизма углей на поверхности карбона (границы групп метаморфизма, кроме БД—Бз, приведены по М. Л. Левенштейну)
Группы метаморфизма углей: 1 — блестящие бурые (Бз); 2 — переходные от бурых к длиннопламенным (ДБ); 3 — длиннопламенные (Д); 4 — газовые (Г); 5 — жирные, коксовые, отощенно-спекающиеся (Ж, К, ОС); 6 — тощие (Т); 7 — полуантрациты (ПА); 8 — антрациты (А)

делением лишь ограниченного числа основных литологических разностей (глинистые сланцы, песчаники, известняки, угли) без характеристики их вещественного состава и без выделения промежуточных литологических разностей. Такое расчленение производится на основе относительного изменения кажущихся значений измеряемых физических параметров пород и в отрыве от геологических данных, что отрицательно сказывается на эффективности использования геофизических данных. Кроме того, совершенно не учитываются петрофизические закономерности.

Таким образом, практикуемые как геологические, так и геофизические методы не могут обеспечить повышенных требований угольной промышленности к детальности и полноте изучения литологии и вещественного состава пород разведываемых шахтных полей [7].

Решить поставленную задачу с максимальной эффективностью можно путем органического соединения в единое целое достижений и возможностей геологических и геофизических методов, т. е. с помощью единой геолого-геофизической методики изучения угленосных отложений. Такая методика разработана [2] и прошла успешную апробацию на месторождениях каменных углей Печорского, Донецкого и Кузнецкого бассейнов [3, 4, 6].

На антрацитовых месторождениях такая методика не разрабатывалась. Как показали ранее выполненные петрофизические исследования [2, 4], угленосные отложения с антрацитовыми углями имеют ряд специфических геолого-геофизических особенностей по сравнению с отложениями каменных углей. Это вызвало необходимость проведения специальных геолого-геофизических исследований на антрацитовых месторождениях, результатам которых посвящена статья.

Работы выполнены с полуантрацитами и антрацитами в следующих районах Донбасса: 1) Чистяково-Снежнянском, 2) Сулино-Садкинском, 3) Должанско-Ровенецком (участок поля шахты им. XXIII съезда КПСС). В дальнейшем этот участок будем условно именовать для краткости участком поля шахты № 1. Обозначение стадий преобразования пород и метаморфизма углей принято по В. В. Гречухину [2].

Геолого-геофизическая методика представляет собой единство детальных геофизических, литологических, петрофизических, химических и других исследований по единичным параметрическим скважинам с эффективным использованием методов геофизических исследований

скважин (ГИС) во всех разведочных скважинах участка для решения поставленных задач. При этом в максимальной мере учитываются и используются петрофизические закономерности угленосных отложений.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ТИПОВ В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ, СОДЕРЖАЩЕЙ АНТРАЦИТЫ

Нахождение однозначных корреляционных связей физических параметров пород с вещественным их составом осуществлялось по отдельным интервалам угленосной толщи, названным по разрезу литолого-геофизическими ступенями, а по площади — литолого-геофизическими участками (табл. 1).

В результате исследований установлено, что осадочные угленосные породы состоят из трех компонентов: глинистого $C_{гл}$, карбонатного C_k и кластического $C_{кл}$ материалов.

Совместная обработка геологических и геофизических материалов параметрических скважин позволила количественно выявить корреляционные связи между геологическими характеристиками и петрофизическими параметрами пород (табл. 2 и 3). Графически эти связи представлены на фиг. 2. По данным лабораторных анализов образцов керна, представляющих выделенные петротипы, составлена геохимическая характеристика пород (фиг. 3). На основании выявленных связей разработана палетка в виде треугольной диаграммы, стороны которой являются осями вещественного состава пород: кластического, глинистого и карбонатного материалов (фиг. 4). На данной диаграмме любая точка соответствует определенному соотношению упомянутых компонентов вещественного состава. На диаграмму нанесены точки с известным вещественным и гранулометрическим составом и физическими параметрами, соответствующими данному слою. Построены изолинии физических параметров.

Указанная палетка используется для определения вещественного состава пород по геофизическим данным в разрезе литолого-геофизической ступени. Для этого достаточно нанести на нее точки со значениями физических параметров, измеренных в скважине в этом разрезе, против изучаемого слоя. По этим данным проводятся изолинии физических свойств пород, которые пересекутся в одной точке или образуют многоугольник погрешностей. Точка пересечения изолиний или центра многоугольника погрешностей в координатах треугольной диаграммы дает значения физических свойств слоя и содержания в нем кластического, глинистого и карбонатного материалов, а также преобладающего размера обломочных зерен [2, 6].

Таблица 1

Размеры литолого-геофизических ступеней сводного петрофизического разреза отложений, содержащих антрациты

Положение интервала в сводном петрофизическом разрезе			Литолого- геофизиче- ская сту- пень, м	Изменение физических свойств по ведущему литотипу			
стадия преобразования		глубина максимального погружения, м		$K_{п.}$ %	δ_H , кг/м ³	v_p , м/с	ρ_p , Ом·м
номер	индекс						
XIII	ПА ₁	6 250	250	0,07	3	25	80 (32)
XIII	ПА ₁	6 500	250	0,07	3	25	70 (28)
XIV	ПА ₂	7 000	500	0,13	5	50	100 (20)
XV	A ₁	7 500	500	0,13	5	50	75 (15)
XVI	A ₂	8 000	500	0,13	5	50	75 (15)
XVII	A ₃	8 650	650	0,17	6	65	100 (15)
XVIII	A ₄	9 400	750	0,20	7	75	110 (15)
XIX	A ₅	10 000	600	0,16	6	60	90 (15)

Примечание. Ведущим параметром является δ_n , ведущим литотипом — песчанник; grad на 100 м для $K_{п.}$ составляет 0,03%, для $\delta_n = 1$, для $v_p = 10$, для ρ_p приведен в скобках.

Петрофизический тип					
номер	наименование	преобладающий размер облом- ков, мм	вещественный состав, %		
			глинистый цемент	карбонат- ный цемент	клас- тиче- ский материал
I	Конгломерат	>1,0	0—12	0—10	85—97
II	Песчаник к/з с карбонатистым це- ментом	0,50—1,0	0—7	10—25	75—90
III	Песчаник к/з с глинистым цементом	0,50—1,0	0—12	0—10	84—95
IV	Песчаник с/з с карбонатным цемен- том	0,25—0,50	0—10	25—50	48—74
V	Песчаник с/з с карбонатисто-гли- нистым цементом	0,25—0,50	0—14	10—25	67—83
VI	Песчаник с/з с глинистым цементом	0,25—0,50	7—17	0—10	77—88
VII	Песчаник м/з с карбонатно-глини- стым цементом	0,10—0,25	3—23	25—50	35—65
VIII	Песчаник м/з с глинисто-карбона- тистым цементом	0,10—0,25	10—28	10—25	53—77
IX	Песчаник м/з с глинистым цементом	0,10—0,25	15—30	0—10	63—83
X	Сланец алевроито-карбонатно-глини- стый	0,05—0,10	15—42	25—50	20—50
XI	Сланец алевроито-глинисто-карбона- тистый	0,05—0,10	23—50	10—25	35—53
XII	Сланец алевроито-глинистый	0,05—0,10	28—55	0—10	40—70
XIII	Сланец карбонатно-глинисто-алев- ритистый	0,01—0,05	30—58	25—50	10—34
XIV	Сланец глинисто-алеврито-карбона- тистый	0,01—0,05	42—68	10—25	18—40
XV	Сланец глинисто-алевритовый	0,01—0,05	50—75	0—10	22—45
XVI	Сланец глинисто-карбонатный	<0,01	40—75	25—50	0—17
XVII	Сланец глинисто-карбонатистый	<0,01	60—90	10—25	0—22
XVIII	Сланец глинистый	<0,01	68—100	0—10	0—25
XIX	Карбонатная порода песчаная (конкреция)	0,10—0,25	0—15	50—75	18—50
XX	Карбонатная порода алевроитовая (конкреция)	0,05—0,10	7—30	50—75	10—35
XXI	Карбонатная порода глинисто-алев- ритовая (конкреция)	0,01—0,05	15—40	50—75	3—20
XXII	Карбонатная порода глинистая (конкреция)	<0,01	22—50	50—75	0—10
XXIII	Карбонатная порода (конкреция)	0,01	0—25	75—100	0—25
XXIV	Известняк песчаный	0,10—0,25	0—15	50—75	18—50
XXV	Известняк алевроитовый	0,05—0,10	7—30	50—75	10—35

петротипов участка поля шахты № 1

Петрографическая характеристика				Распространенность в разрезе, %	
цвет	структура	текстура	тип цемента	по мощнос- ти слоев	по чис- лу слоев
Пестрый	Псефитовая	Массивная	Поровый	0,1	0,1
Серый	Псаммитовая	»	Поровый, базально- поровый	0,1	0,1
Светло-серый до белого	»	Слоистая, мас- сивная	Поровый	1,3	2,2
Серый	»	Массивная, скры- тослоистая	Порово-базальный, базальный, кор- розионный	0,1	0,1
Светло-серый	»	Слоистая, мас- сивная	Базально-поровый, коррозионный	0,6	0,7
Светло-серый до белого	»	То же	Поровый	4,5	5,7
Серый	Псаммитовая, алев- ропсаммитовая	Массивная, неяс- нослоистая	Базальный коррози- онный	1,0	1,5
Серый, светло- серый	То же	Слоистая, мас- сивная	Порово-базальный, коррозионный	1,2	2,0
То же	»	То же	Поровый, базально- поровый	12,3	17,8
Серый	Алевритовая	Слоистая, неяс- нослоистая	Базальный, корро- зионный	0,3	1,0
»	»	То же	Порово-базальный, базальный, кор- розионный	0,5	2,2
»	»	»	Порово-базальный, базально-поровый	16,5	21,0
»	Алевропелитовая, алевритовая	Массивная, слоистая	Базальный, коррози- онный	0,3	0,5
Серый, темно- серый	То же	Слоистая, неяс- нослоистая	То же	1,1	1,1
То же	»	Тонкослоистая, неяс- нослоистая	Базальный, порово- базальный	44,3	25,0
»	Пелитовая	Неяснослоистая	Базальный, коррози- онный	0,2	0,4
Темно-серый	»	Тонкослоистая, неяс- нослоистая	То же	0,8	0,8
Темно-серый до черного	»	То же	Базальный	9,9	9,7
Светло-серый до серого	Псаммитовая	Массивная	Базальный, коррози- онный	0,1	0,2
Серый	Алевритовая	»	То же	0,1	0,2
»	Алеврито-пелитовая, микрозернистая	»	Базальный	0,2	0,3
Серый до темно- серого	Микрозернистая, пелитовая	»	»	0,2	0,3
Серый	Микрозернистая	»	»	0,7	0,8
»	Микрозернистая, псаммитовая	Массивная, неяс- нослоистая	»	0,1	0,1
»	Микрозернистая, алевритовая	То же	»	0,1	0,2

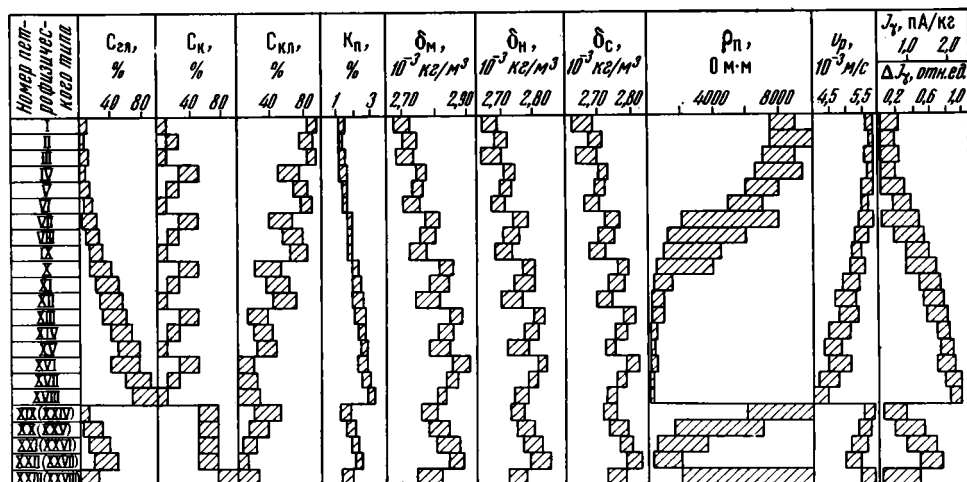
Петрофизический тип		преобладающий размер обломков, мм	вещественный состав, %		
номер	наименование		глинистый цемент	карбонатный цемент	кластический материал
XXVI	Известняк глинисто-алевритистый	0,01—0,05	15—40	50—75	3—20
XXVII	Известняк глинистый	<0,01	22—50	50—75	0—10
XXVIII	Известняк	0,01	0—25	75—100	0—25

Примечание. В этой и следующих таблицах стадия метазенеза пород XIX (A₃), литолого-геофизическая

Для углей и углистых пород, в которых содержание органического вещества составляет 10—100%, для каждой литолого-геофизической ступени составлены петрофизическая и вещественная характеристики (табл. 4 и фиг. 5), а также треугольная палетка (фиг. 6). Стороны этой диаграммы являются осями вещественного состава углей: органического, глинистого и кластического материалов.

Все неуглистые породы разделены по содержанию карбонатного материала на следующие группы: с глинистым цементом ($C_K=0-10\%$), с глинисто-карбонатным цементом (10—25%), с карбонатным цементом (25—50%), карбонатные породы и известняки с примесью терригенного материала (50—75%), карбонатные породы и известняки (75—100%). Группы кластических пород разделены на подгруппы с преобладающим размером обломочных зерен (d_z , мм): 0,05—0,10; 0,10—0,25; 0,25—0,50; 0,50—1,00, а группы глинистых пород — по содержанию в них обломочной примеси 0—25 и 25—50%.

В результате выделены различные петротипы, различающиеся по granulометрическому, вещественному составу и физическим свойствам (см. табл. 2, 3, фиг. 2). Угли и углистые породы подразделены по со-



Фиг. 2. Вещественный состав и физические свойства угленосных пород антрацитовых месторождений (на этой и следующих фигурах — стадия метазенеза пород XIX (A₃); литолого-геофизическая ступень VIII)

Материалы вещественного состава: $C_{кл}$, $C_{гл}$, C_K — соответственно кластический, глинистый, карбонатный. Физические свойства пород: K_p — пористость общая; δ_m , δ_n , δ_c — плотность соответственно минералогическая, объемная насыщенных водой и сухих пород; ρ_n — удельное электрическое сопротивление; v_P — скорость распространения упругих продольных волн; ΔI_γ — относительная интенсивность естественного γ -излучения.

Наименование петрофизических типов см. табл. 2

Таблица 2 (окончание)

Петрографическая характеристика				Распространенность в разрезе, %	
цвет	структура	текстура	тип цемента	по мощности слоев	по числу слоев
Серый	Микрозернистая, алевропелитовая	Массивная, слоистая	Базальный	0,2	0,3
Серый до темно-серого	Микрозернистая, пелитовая	То же	»	0,2	0,3
Серый	Микрозернистая	Массивная, неяснослоистая	»	1,0	1,0

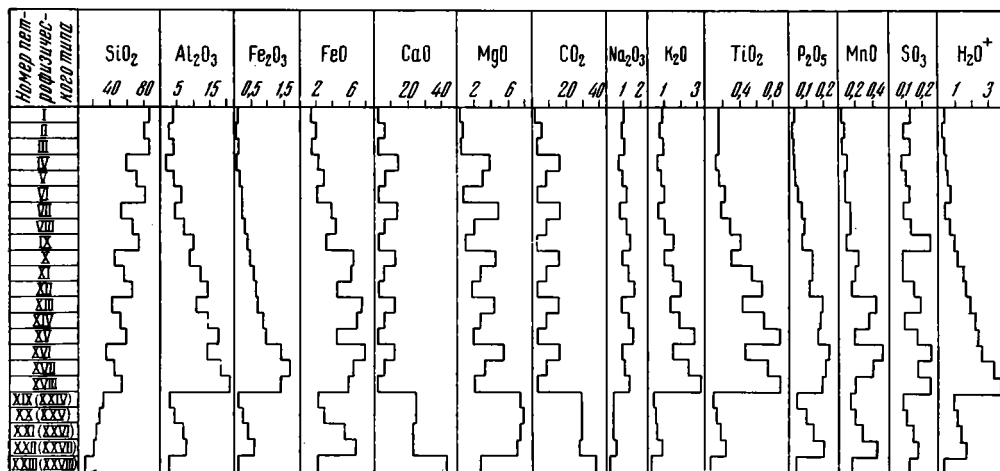
ступень-VIII; к/з, с/з, м/з — соответственно означает крупно-, средне- и мелкозернистый.

держанию органического вещества на типы: глинистый сланец низкоуглистый ($C_{орг} = 10-20\%$), среднеуглистый ($20-35\%$), высокоуглистый ($35-50\%$), антрацит высокозольный ($C_{орг} 50-70\%$), среднезольный ($70-85\%$), низкозольный ($85-100\%$).

Тип породы, количественно представленный гранулометрическим (1 показатель), вещественным (3 показателя) и геохимическим (14 показателей) составами, петрофизической (8 показателей) и эпигенетической (2 показателя — стадии и ступени) характеристиками, всего 28 показателей, назван петрофизическим типом (петротипом) [2]. Именно петрофизический тип в отличие от литологического типа (литотипа) необходим для изучения прочностных, деформационных, структурных, технологических, физико-механических свойств и устойчивости угленосных пород [7].

ЛИТОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ АНТРАЦИТОВЫЕ УГЛИ

В качестве участка, характеризующего отложения с антрацитовыми углями, принят участок поля шахты № 1. Все неуглистые породы разделены здесь на 28 петрофизических типов, охарактеризованных выше показателями гранулометрического, вещественного и химического состава, физических свойств и эпигенеза, а также сведениями о цвете породы, структуре, текстуре, типе цемента. Антрациты и углистые сланцы



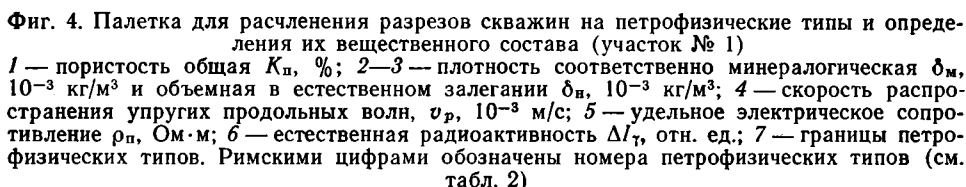
Фиг. 3. Геохимическая характеристика петрофизических типов угленосных пород (содержание компонентов приведено в процентах). Наименование петрофизических типов см. табл. 2

Петрофизическая характеристика отложений участка поля шахты № 1, содержащих антрациты

Номер петрофизического типа	Пористость общая, $K_p, \%$	Плотность, 10^{-3} кг/м ³			Удельное электрическое сопротивление, $\rho_p, \text{Ом} \cdot \text{м}$	Скорость распространения упругих волн, $v_p, 10^{-3}$ м/с	Естественная радиоактивность	
		минералогическая, δ_m	объемная насыщенных водой пород, δ_n	объемная абсолютно сухих пород, δ_c			$I_\gamma, \text{пА/кг}$	$\Delta I_\gamma, \text{отн. ед.}$
I	1,1—1,3	2,67—2,72	2,64—2,69	2,62—2,68	7 500—10 000	5,6—5,9	0,3—0,7	0,05—0,25
	1,2	2,69	2,67	2,66	8 200	5,8	0,5	0,15
II	1,1—1,3	2,70—2,74	2,68—2,72	2,67—2,71	7 500—10 000	5,7—5,9	0,3—0,6	0,05—0,20
	1,2	2,72	2,70	2,69	8 200	5,8	0,4	0,10
III	1,1—1,4	2,68—2,73	2,64—2,70	2,63—2,69	7 000—9 000	5,6—5,9	0,3—0,7	0,05—0,25
	1,2	2,70	2,68	2,67	7 400	5,8	0,5	0,15
IV	1,1—1,6	2,73—2,77	2,71—2,74	2,70—2,73	6 500—9 500	5,7—5,9	0,3—0,7	0,05—0,25
	1,4	2,75	2,72	2,71	8 200	5,8	0,4	0,10
V	1,3—1,6	2,73—2,77	2,70—2,74	2,69—2,73	6 000—8 000	5,5—5,9	0,3—0,9	0,05—0,35
	1,4	2,75	2,72	2,71	7 000	5,7	0,6	0,20
VI	1,3—1,6	2,70—2,75	2,67—2,71	2,66—2,70	5 000—7 000	5,5—5,7	0,6—1,0	0,20—0,40
	1,5	2,72	2,69	2,68	5 700	5,6	0,8	0,30
VII	1,6—1,9	2,77—2,81	2,74—2,78	2,72—2,76	2 000—8 000	5,4—5,9	0,4—1,1	0,05—0,50
	1,7	2,79	2,76	2,74	5 500	5,6	0,8	0,30
VIII	1,6—1,9	2,75—2,80	2,71—2,76	2,70—2,75	1 200—6 000	5,3—5,7	0,6—1,2	0,20—0,55
	1,7	2,77	2,74	2,72	3 300	5,5	1,0	0,40
IX	1,6—1,9	2,72—2,77	2,68—2,73	2,67—2,72	1 000—4 500	5,2—5,5	0,9—1,3	0,35—0,60
	1,7	2,74	2,71	2,69	1 850	5,4	1,1	0,50
X	1,8—2,3	2,81—2,85	2,77—2,80	2,76—2,79	600—4 000	5,1—5,6	0,9—1,5	0,35—0,70
	2,0	2,83	2,79	2,77	1 400	5,4	1,2	0,55

XI	$\frac{1,9-2,4}{2,1}$	$\frac{2,78-2,84}{2,82}$	$\frac{2,74-2,80}{2,78}$	$\frac{2,73-2,78}{2,76}$	$\frac{500-1\ 500}{800}$	$\frac{4,9-5,4}{5,2}$	$\frac{1,1-1,6}{1,4}$	$\frac{0,50-0,75}{0,65}$
XII	$\frac{1,9-2,5}{2,2}$	$\frac{2,74-2,81}{2,77}$	$\frac{2,70-2,76}{2,73}$	$\frac{2,69-2,74}{2,71}$	$\frac{450-1\ 000}{600}$	$\frac{4,7-5,3}{5,0}$	$\frac{1,2-1,7}{1,5}$	$\frac{0,55-0,80}{0,70}$
XIII	$\frac{2,0-2,6}{2,4}$	$\frac{2,84-2,88}{2,86}$	$\frac{2,80-2,83}{2,81}$	$\frac{2,77-2,81}{2,79}$	$\frac{400-1\ 000}{600}$	$\frac{4,8-5,4}{5,1}$	$\frac{1,2-1,7}{1,5}$	$\frac{0,55-0,80}{0,70}$
XIV	$\frac{2,3-2,7}{2,5}$	$\frac{2,81-2,85}{2,83}$	$\frac{2,77-2,81}{2,79}$	$\frac{2,75-2,78}{2,76}$	$\frac{350-600}{450}$	$\frac{4,5-5,1}{4,8}$	$\frac{1,5-1,8}{1,7}$	$\frac{0,70-0,85}{0,80}$
XV	$\frac{2,4-2,8}{2,6}$	$\frac{2,78-2,84}{2,80}$	$\frac{2,72-2,78}{2,75}$	$\frac{2,72-2,75}{2,73}$	$\frac{300-500}{380}$	$\frac{4,4-4,9}{4,6}$	$\frac{1,6-1,8}{1,7}$	$\frac{0,75-0,90}{0,80}$
XVI	$\frac{2,2-2,8}{2,5}$	$\frac{2,85-2,90}{2,88}$	$\frac{2,81-2,84}{2,83}$	$\frac{2,78-2,82}{2,81}$	$\frac{300-700}{400}$	$\frac{4,5-5,2}{4,9}$	$\frac{1,5-1,8}{1,7}$	$\frac{0,70-0,90}{0,80}$
XVII	$\frac{2,5-3,0}{2,8}$	$\frac{2,83-2,86}{2,84}$	$\frac{2,78-2,81}{2,79}$	$\frac{2,75-2,78}{2,76}$	$\frac{230-400}{320}$	$\frac{4,2-4,8}{4,5}$	$\frac{1,7-1,9}{1,8}$	$\frac{0,80-0,97}{0,90}$
XVIII	$\frac{2,8-3,2}{2,9}$	$\frac{2,80-2,83}{2,82}$	$\frac{2,74-2,78}{2,76}$	$\frac{2,72-2,75}{2,74}$	$\frac{200-350}{260}$	$\frac{4,0-4,5}{4,2}$	$\frac{1,8-2,0}{1,9}$	$\frac{0,85-1,00}{0,95}$
XIX (XXIV)	$\frac{1,2-1,7}{1,4}$	$\frac{2,75-2,80}{2,78}$	$\frac{2,73-2,77}{2,75}$	$\frac{2,71-2,75}{2,74}$	$\frac{6\ 000-10\ 000}{7\ 000}$	$\frac{5,6-5,9}{5,8}$	$\frac{0,3-0,9}{0,5}$	$\frac{0,05-0,35}{0,15}$
XX (XXV)	$\frac{1,5-2,0}{1,8}$	$\frac{2,78-2,84}{2,81}$	$\frac{2,75-2,80}{2,78}$	$\frac{2,73-2,79}{2,76}$	$\frac{1\ 500-7\ 000}{3\ 700}$	$\frac{5,4-5,8}{5,6}$	$\frac{0,6-1,2}{0,9}$	$\frac{0,20-0,55}{0,35}$
XXI (XXVI)	$\frac{1,8-2,3}{2,0}$	$\frac{2,80-2,87}{2,84}$	$\frac{2,77-2,83}{2,80}$	$\frac{2,76-2,80}{2,78}$	$\frac{700-300}{1100}$	$\frac{5,2-5,7}{5,4}$	$\frac{0,9-1,5}{1,2}$	$\frac{0,35-0,70}{0,55}$
XXII (XXVII)	$\frac{2,0-2,5}{2,2}$	$\frac{2,84-2,88}{2,87}$	$\frac{2,79-2,85}{2,83}$	$\frac{2,78-2,83}{2,81}$	$\frac{500-1\ 500}{700}$	$\frac{5,0-5,5}{5,3}$	$\frac{1,1-1,6}{1,3}$	$\frac{0,50-0,75}{0,60}$
XXIII (XXVIII)	$\frac{1,3-1,9}{1,5}$	$\frac{2,74-2,82}{2,76}$	$\frac{2,73-2,79}{2,74}$	$\frac{2,73-2,78}{2,72}$	$\frac{2\ 000-10\ 000}{7\ 000}$	$\frac{5,5-6,0}{5,8}$	$\frac{0,2-1,1}{0,6}$	$\frac{0-0,50}{0,20}$

Примечание. В числителе приведены пределы значений, в знаменателе — средняя величина.



Названные характеристики, взятые вместе, составляют литолого-геофизическую классификацию пород и углей антрацитовых месторождений Донбасса на примере VIII литолого-геофизической ступени участка поля шахты № 1. Петрофизические типы, содержащие более 50% карбонатов, имеют на диаграмме двойную нумерацию, что обусловлено различным генезисом таких пород (см. фиг. 2). Например, известняк алевритовый (петротип XXV) — это слой — продукт седиментогенеза, а карбонатная порода алевритовая (петротип XX) — постседиментационное образование, распространенное в разрезах в виде конкреций. Петротипы с двойным наименованием, имея весьма сходный вещественный состав, в то же время различаются по некоторым текстурно-структурным признакам, и главным образом по типу (размер и форма) и распространенности в разрезах (слой, конкреция). Двойные петротипы легко разграничиваются в разрезах скважин методом корреляции с помощью геофизических диаграмм.

62

Таблица 4

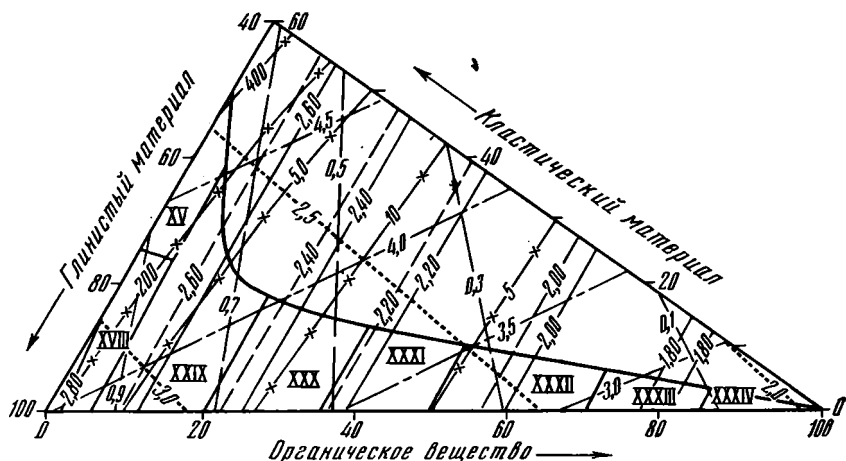
Петрографическая и вещественная характеристики углей и углистых пород участка поля шахты № 1

Петрофизический тип		Вещественная характеристика						Петрографическая характеристика		
номер	наименование	органиче- ское вещество	минераль- ное вещество	минеральные примеси				цвет	блеск	структурно-текстурные особенности
				глинистое вещество	сульфиды	карбонат- ный мате- риал	кластиче- ский материал			
XXIX	Сланец глинистый низко- углистый	10—20	80—90	60—90	0—5	0—15	0—20	Темно-серый, чер- ный	Матовый	Полосчатый, слоистый
XXX	Сланец глинистый средне- углистый	20—35	65—80	55—80	0—5	0—10	0—10	То же	»	Однородный, штрихо- ватый, полосчатый
XXXI	Сланец глинистый высоко- углистый	35—50	50—65	50—65	0—5	0—7	0—7	»	Полуматовый, мато- вый	Полосчатый, штрихо- ватый
XXXII	Антрацит высокочольный	50—70	30—50	30—50	0—5	0—5	0—5	Черный	Полуматовый	Микрополосчатый
XXXIII	Антрацит среднечольный	70—85	15—30	15—30	0—5	0—3	0—3	»	Полублестящий	
XXXIV	Антрацит низкочольный	85—100	0—15	0—15	0—5	0—1	0—1	Серовато-черный с желтым оттенком	Блестящий	Однородный, неясно- полосчатый

Номер петрофизического типа	С _{орг} , %		С _{гли} , %		С _к , %		С _{кп} , %		С _{FeS₂} , %		K _п , %		δ _м , 10 ³ кг/м ³		δ _н , 10 ³ кг/м ³		δ _с , 10 ³ кг/м ³		ρ _п , 0 мм			v _p , 10 ³ м/с		J _у , нА/кг		ΔJ _у , отн. ед.	
	40 80		40 80		5 15		5 15		5 10		3		2,00 2,40		2,00 2,40		2,00 2,40		50 100 150			3,0 4,0		1,0 2,0		0,2 0,6 1,0	
XXIX																											
XXX																											
XXXI																											
XXXII																											
XXXIII																											
XXXIV																											

Фиг. 5. Вещественная и петрофизическая характеристики антрацитов и углистых сланцев

С_{орг}— содержание органического вещества; С_{FeS₂}— содержание пирита. Остальные условные обозначения см. фиг. 2



Фиг. 6. Палетка для определения вещественного состава углей и углистых пород (участок № 1). Наименование петрофизических типов см. табл. 4, условные обозначения см. фиг. 4

остаются практически постоянными для конкретного петротипа только в пределах данной литолого-геофизической ступени по площади Донецкого бассейна [3]. В приведенной литолого-геофизической классификации пород наблюдаются следующие их изменения.

Общая пористость пород K_p возрастает от 1,1—1,9 (песчаники крупно-, средне-, мелкозернистые с глинистым цементом) до 2,8—3,2% (глинистые сланцы). В известняках K_p составляет 1,2—2,5%.

Минералогическая плотность δ_m различных угленосных пород возрастает от 2670—2720 (песчаники крупнозернистые с глинистым цементом) до 2800—2830 кг/м³ (глинистые сланцы). В карбонатных породах δ_m изменяется от 2770 (известняк) до 2880 кг/м³ (известняк глинистый). Максимальное содержание наиболее плотных железистых карбонатов характерно для пород смешанного карбонатно-глинистого состава, представители которых (петротипы X, XIII, XVI) имеют максимальную (2860—2900 кг/м³) плотность по сравнению с другими породами, имеющими максимальное количество карбонатов (петротипы XIX, XX, XXIII). Анализ изолиний δ_m на треугольной диаграмме показывает, что содержание железистых карбонатов падает как с увеличением, так и с уменьшением общего содержания карбонатов в породах от значений 25—50%,

обуславливая тем самым своеобразный изгиб изолиний δ_m на диаграмме (см. фиг. 4).

Объемная плотность насыщенных водой пород δ_m возрастает от крупнозернистого песчаника (2640—2700 кг/м³) к глинистому сланцу (2740—2780 кг/м³). Максимальные значения δ_m (2810—2830 кг/м³) характерны для глинистого карбонатного сланца (петротип XVI).

Скорость распространения упругих продольных волн v_p возрастает от 4200—4500 (сланец глинистый) до 5600—5900 м/с (крупно- и среднезернистые песчаники, известняки). Изолинии v_p практически параллельны изолиниям содержания карбонатов и возрастают с увеличением их значений.

Удельное электрическое сопротивление ρ_n минимально (200—350 Ом·м) для глинистого сланца. Оно возрастает с увеличением преобладающего размера обломочных зерен и содержания карбонатов, достигая максимальных значений (6000—8000 Ом·м) у крупнозернистых песчаников и известняков.

Интенсивность естественного γ -излучения I_γ изменяется в породах от 0,2—0,3 (крупнозернистые песчаники, известняки) до 1,7—2,0 пА/кг (глинистый сланец). Промежуточные по содержанию глинистого материала и преобладающего размера обломочных зерен породы (алевритоглинистые и глинисто-алевритовые сланцы) имеют средние значения (1,3—1,6 пА/кг) интенсивности естественного γ -излучения.

Физические свойства углей и углистых пород определяются в основном содержанием органического вещества и минеральных примесей (см. фиг. 5). Общая пористость уменьшается от 3 (в глинистых сланцах) до 2% (низкозольный антрацит). Минералогическая и объемная плотность падает с увеличением содержания органического вещества от 2600—2800 (в глинистом сланце) до 1600—1700 кг/м³ (в низкозольном антраците). Удельное электрическое сопротивление с увеличением содержания органического вещества уменьшается от 8—150 (низко- и среднеуглистый глинистый сланец) до 1—8 Ом·м (низко- и среднезольный антрацит). Скорость распространения продольных волн уменьшается от 4100—3400 (в глинистых низко- и среднеуглистых сланцах) до 2600—2900 м/с (в низко- и среднезольных антрацитах). Интенсивность естественного γ -излучения изменяется от 0,2—0,6 (в антрацитах) до 1,5—1,7 пА/кг (в глинистых средне- и низкоуглистых сланцах).

* Химический состав пород закономерно изменяется при переходе от одного типа к другому. Так, для некарбонатных пород при переходе от крупнозернистого песчаника к средне-, мелкозернистому и далее к алевритоглинистому и глинистому сланцу отмечается увеличение содержания окиси алюминия (от 3 до 21%), двухвалентного железа (от 1,5 до 7,2%), магния (от 0,3 до 3,7%), калия (от 0,8 до 3,4%), титана (от 0,15 до 0,9%) и уменьшение содержания кремния (от 88 до 50%). При переходе от глинистых сланцев и песчаников с глинистым цементом к породам с карбонатным цементом наблюдается закономерное возрастание содержания окислов кальция (от 2 до 13%), магния (от 0,3 до 4,9%), двуокиси углерода (от 1 до 16%) и уменьшение остальных окислов (см. фиг. 3). Известняки и карбонатные породы содержат наибольшие количества окислов кальция (24—44%), двуокиси углерода (29—38%), магния (2,7—7,5%), двухвалентного железа (5,5—7,5%) и характеризуются минимальным содержанием окиси кремния (10—28%), алюминия (2—10%) по сравнению со всеми остальными породами. Содержание остальных окислов (титана, фосфора, марганца, серы) во всех петрофизических типах составляет менее 1% (см. фиг. 3).

Указанная классификация позволяет повысить детальность расчленения разрезов только за счет вещественного состава в 7 раз по сравнению с используемыми на практике геологическими и геофизическими методами. В понятие петротипа входят также петрофизические показатели, поэтому их учет (т. е. учет восьми литолого-геофизических ступеней, выделенных в разрезе антрацитовых отложений Донбасса) доводит общее число петротипов угленосной толщи с антрацитовыми угля-

ми до $34 \times 8 = 272$. Общая детальность расчленения угленосной толщи с антрацитовыми углями возрастает, таким образом, в $7 \times 8 = 56$ раз.

В аналогичных литолого-геофизических классификациях, составленных для других литолого-геофизических ступеней толщи с антрацитовыми углями, выделяются те же 34 петрофизических типа пород и углей, отличающихся лишь другими значениями физических параметров, обусловленных процессами эпигенеза отложений.

Таким образом, геолого-геофизическая классификация позволяет по данным методов ГИС расчленить разрез на отдельные пласты, определить их мощность, строение, глубину залегания, петрофизический тип породы, ее вещественный (содержание глинистого, кластического, карбонатного и органического материалов) и химический составы [2, 6].

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ, СОДЕРЖАЩЕЙ АНТРАЦИТОВЫЕ УГЛИ

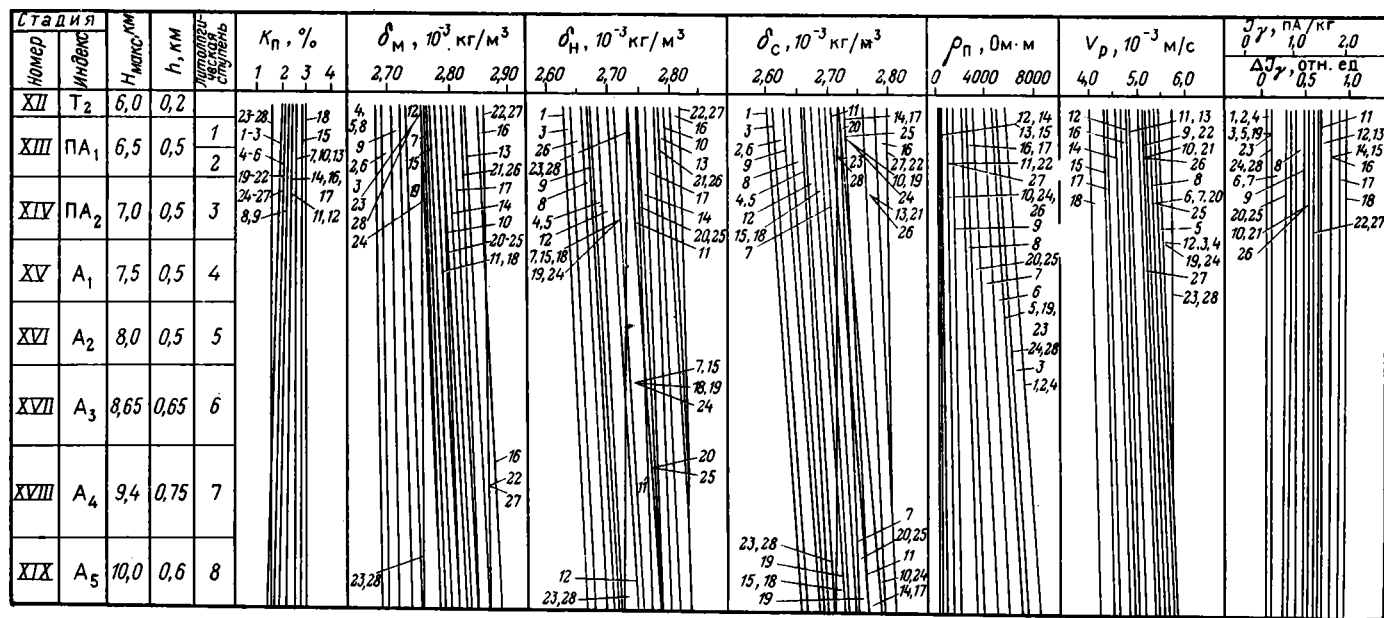
Выполненные геолого-геофизические исследования позволили построить сводный петрофизический разрез всей толщи Донецкого бассейна, содержащей антрацитовые угли (фиг. 7). Разрез имеет мощность 4000 м и включает в себя отложения всех встречаемых в Донбассе стадий метагенеза пород: от XIII (ПА₁) до XIX (А₅) включительно. Он построен путем последовательного наращивания частных петрофизических разрезов по изученным районам антрацитовых месторождений с учетом петрофизических изменений и изменений характеристик антрацитов (минералогической плотности органической массы, объемного выхода летучих веществ, логарифма электросопротивления).

На разрезе показаны мощность отложений по стадиям метагенеза пород и метаморфизма углей, а также глубины максимального погружения пород в период прогрессивного эпигенеза, которые определены с помощью сводного петрофизического разреза Донецкого бассейна [2, 4]. Петрофизический разрез иллюстрирует количественные изменения физических свойств (K_n , δ_m , δ_n , δ_c , ρ_n , v_p , I_T) каждого петрофизического типа по всему разрезу угленосной толщи с антрацитовыми углями. Эти изменения обусловлены различными максимальными глубинами погружения в период прогрессивного эпигенеза, на которых завершилось формирование физических свойств углей и пород под воздействием термобарических условий [2, 4].

Пористость K_n всех петрофизических типов имеет сравнительно небольшой диапазон изменения (от 1 до 3 абс. %), и различие большинства петротипов по этому параметру находится в пределах точности измерения K_n . Эти различия удалось обнаружить и проследить лишь благодаря массовым измерениям K_n с параллельным микроскопическим изучением петрографии каждого исследуемого образца и последующей увязке результатов.

В верхней части разреза пористость многих глинистых и обломочных пород не различается и является максимальной по сравнению со всеми остальными петротипами. Минимальная K_n характерна здесь для карбонатных пород (XIX—XXIII) и известняков (XXIV—XXVIII). Промежуточными значениями K_n характеризуются породы с содержанием карбонатов 10—50% (VII, X, XIII, XIV, XVI, XVII).

В нижней части разреза соотношение петротипов по значению пористости изменяется. Оно обусловлено неодинаковой интенсивностью изменения K_n различных петротипов по разрезу. Максимальными (0,2—0,5 абс. %) градиентами K_n (изменение на 1000 м разреза) характеризуются песчаники крупно-, средне-, мелкозернистые на глинистом цементе и алевролитовые сланцы (I, III, VI, IX, XII), минимальными (0,01—0,16 абс. %) — известняки (XXIV—XXVIII), карбонатные породы (XIX—XXII) и глинистые сланцы (XXVIII). Это обуславливает инверсию упомянутых петротипов по значению K_n в пределах XV—XIX стадий метагенеза (см. фиг. 7).



Фиг. 7. Сводный петрофизический разрез угленосных пород антрацитовых месторождений описываемого бассейна. Номера петрофизических типов, их наименование см. табл. 2; значения физических свойств пород см. табл. 3

Минералогическая плотность δ_m угленосных пород возрастает сверху вниз по разрезу от 2680—2860 до 2690—2890 кг/м³. Эти изменения для глинистых пород обусловлены перекристаллизацией гидрослюд в хлорит, во вторичные серицит и мусковит, для кластических пород — развитием кварцевого цемента в виде вторичного (регенерационного) кварца, а для карбонатных пород и известняков — доломитизацией. Указанные явления обеспечивают возрастание δ_m пород с градиентом (на 1000 м разреза) от 3 до 11 кг/м³. В кластических породах вторичные минералообразования происходят с наименьшей интенсивностью по сравнению с остальными петротипами, в связи с чем δ_m этих пород возрастает с наименьшим (3—6 кг/м³) градиентом. Максимальным градиентом (8—11 кг/м³) характеризуются алевроглинистые и глинистые сланцы (XI, XVI, XIII). Различие градиентов δ_m обуславливает инверсию некоторых петротипов по параметру δ_m на XIII—XV стадиях метакристаллизации (см. фиг. 7).

Суммарное воздействие двух процессов преобразования пород с увеличением термобарических условий — гравитационного уплотнения и перекристаллизации, проявляющихся в уменьшении пористости и возрастании минералогической плотности каждого петротипа по разрезу, обуславливают возрастание объемной плотности (насыщенных водой пород δ_n и абсолютно сухих δ_c), а также удельного электрического сопротивления ρ_n и скорости распространения продольных упругих волн v_p .

Возрастание значения δ_n пород по разрезу происходит от 2630—2820 (в верхней части разреза — XIII стадия) до 2670—2840 кг/м³ (в нижней части разреза — XIX стадия). Изменение δ_n различных петротипов характеризуется неодинаковыми градиентами (на 1000 м разреза): от 3—6 (для известняков и карбонатных пород) до 8—14 кг/м³ (для песчаников, глинистых сланцев и смешанных глинисто-карбонатных пород). Вследствие различных градиентов по разрезу наблюдается инверсия некоторых петротипов по параметру δ_n (см. фиг. 7).

Изменения δ_c по рассматриваемым стадиям метакристаллизации происходят аналогично изменениям δ_n , но с несколько повышенными (на 3—5 кг/м³) градиентами, чем у δ_n . По параметру δ_c также наблюдаются инверсии некоторых петротипов (см. фиг. 7).

Значения ρ_n петротипов возрастают от 180—5600 (в верхней части разреза) до 260—8200 Ом·м (в нижней). Учитывая большое влияние минерализации поровых вод и температуры на значение ρ_n при прочих равных условиях, этот параметр был предварительно приведен к единой минерализации поровых вод (C 0,6 г/л) и температуре (T 20°С).

Возрастание ρ_n характеризуется различными градиентами (на 1000 м разреза): от 20—30 (для глинистых сланцев) до 200—700 Ом·м (для песчаников). Высокие градиенты ρ_n песчаников обусловлены цементацией токопроводящих каналов и разрывом электрических связей вследствие образования вторичного кварца в условиях общей низкой пористости. В глинистых породах уменьшение пористости и перекристаллизация гидрослюд также влекут за собой повышение ρ_n , которое, однако, менее значительно, чем в песчаниках из-за наличия поверхностной проводимости глинистых минералов, не исчезающей у этих пород при эпипетротипических преобразованиях. Инверсии петротипов по параметру ρ_n в разрезе антрацитовых отложений не наблюдается.

Значения v_p пород возрастают от 4000—5600 (в верхней части разреза) до 4300—5800 м/с (в нижней). Минимальными (40—50 м/с) градиентами v_p (на 1000 м разреза) характеризуются известняки и глинистые сланцы, максимальными (80—110 м/с) — песчаники. Для этих петротипов в нижней части разреза (стадия XIX) намечается область инверсии по параметру v_p (см. фиг. 7).

Интенсивность естественного γ -излучения I_γ угленосных пород при их метакристаллических преобразованиях практически не изменяется, так как содержание ионов ⁴⁰K в составе глинистых минералов, определяющих радиоактивность пород, при уплотнении и перекристаллизации не изменяется. Это обеспечивает постоянство значения I_γ каждого петро-

типа в пределах всего рассматриваемого разреза. По значениям I_T все петротипы угленосных пород находятся в диапазоне 0,2—2,0 пА/кг (см. фиг. 7).

Выделенные петрофизические типы распределены в рассматриваемой толще весьма неравномерно (см. табл. 2). Наибольшим распространением по мощности характеризуются глинисто-алевритовый сланец (44%), алеврито-глинистый сланец (16%), мелкозернистый песчаник с глинистым цементом (12%), глинистый сланец (10%), среднезернистый песчаник с глинистым цементом (4%). Минимальным распространением (0,1—0,2%) характеризуются известняки и карбонатные породы с содержанием карбонатов 50—75%. Остальные петротипы по своему распространению в разрезе занимают промежуточное положение между упомянутыми выше породами.

Распространенность петротипов в разрезе по количеству слоев с мощностью 0,05 м и выше примерно соответствует соотношению этих петротипов по суммарной мощности, за исключением мелкозернистого песчаника с глинистым цементом, глинисто-алевритового и алеврито-глинистого сланцев, у которых распространенность по мощности и числу слоев резко различается (см. табл. 2).

Выявленные петрофизические закономерности антрацитовых угленосных отложений, по данным изученных районов и литолого-геофизических ступеней (см. табл. 1, фиг. 1 и 7), распространяются на все остальные месторождения Донбасса с антрацитами по следующим соображениям. Во-первых, вещественный состав петротипов определяется соотношением компонентов (кlastического, глинистого, карбонатного, углистого вещества и гранулометрией) вне зависимости от области сноса, а во-вторых, физические свойства петротипов определяются палеотермобарическими условиями, а не местоположением данных отложений. Так как ранее термобарические условия для конкретных стадий и ступеней преобразования антрацитовых отложений были идентичны, а петротип представляет конкретную комбинацию петрографических компонентов, то физические свойства выделенных конкретных петротипов по каждой литолого-геофизической ступени в разрезе угленосной толщ с антрацитовыми углями остаются практически неизменными для всех районов Донецкого бассейна. Это касается и параметра удельного электрического сопротивления, но при условии неизменных (для различных районов) минерализации подземных вод и температуры пород. Поскольку реально эти условия не выполняются, при сопоставлениях и обобщениях необходимо приводить измеряемые значения ρ_n к стандартным условиям минерализации и температуры. Во всех наших исследованиях в качестве стандартных приняты значения минерализации поровых вод 0,6 г/л, а температуры пород 20°С. На другие рассматриваемые параметры пород минерализация поровых вод заметного влияния не оказывает.

Правомочность сделанного обобщения обосновывается также принципом универсальности физических свойств угленосных отложений [2].

Следует подчеркнуть, что при постоянстве физических свойств конкретных петротипов для данных литолого-геофизических ступеней относительная распространенность этих петротипов в разрезе может существенно меняться по площади. Это находит свое отражение на литологических и литолого-прочностных разрезах кровель и почв угольных пластов и вызывает необходимость детального изучения таких интервалов в каждой разведочной скважине.

Таким образом, геолого-геофизическая методика позволяет по данным высокопроизводительных методов ГИС во всех разрезах углеразведочных скважин с большой полнотой и достоверностью детально изучать литологию угленосных отложений и тем самым с высокой достоверностью решать многие геологические задачи, базирующиеся на литологических данных.

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Гостоптехиздат, 1963. 1210 с.
2. *Гречухин В. В.* Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М.: Недра, 1980. 360 с.
3. *Гречухин В. В., Воевода Б. И., Бойко А. Г.* Закономерности изменения физических свойств угленосных пород по площади Донбасса//Разведка и охрана недр. 1977. № 6. С. 41—47.
4. *Гречухин В. В., Воевода Б. И., Бойко А. Г.* Петрофизический разрез Донецкого бассейна//Сов. геология. 1978. № 3. С. 123—130.
5. *Клер В. Р.* Изучение и геолого-экономическая оценка качества углей при геолого-разведочных работах. М.: Недра, 1975. 318 с.
6. Руководство по геолого-геофизической методике изучения литологии отложений угольных месторождений/*Гречухин В. В., Климов А. А., Иохин С. Б. и др.* М.: Мин-гео СССР, 1980. 77 с.
7. Требования к определению механических свойств горных пород при геологическом изучении полей шахт Министерства угольной промышленности СССР. Л., 1977. 95 с.

ВНИИГЕОФИЗИКА, Москва

Поступила в редакцию
30.VII.1986

УДК 551.263.23(574.5)

**ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ДОФЛИШЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ
КАЛЕДОНИД СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

МАКСУМОВА Р. А.

В статье приведены результаты фациально-генетического анализа, использованного впервые в применении к дофлишевому этапу развития каледонских геосинклиналей Тянь-Шаня. На основании новых фаунистических находок пересмотрены возрасты свит и принятая ранее вертикальная их последовательность развернута в латеральный ряд.

Появившийся за последнее время большой материал по геологии дна современных океанов и краевых морей, в частности по вулканизму и седиментационным процессам [1, 2, 21 и др.], позволил геологам провести сравнительный его анализ и найти много общего с раннегеосинклинальными формациями молодых и древних складчатых поясов. К работе этого плана относятся вышедшие в последние годы серия монографий литологов ГИНа АН СССР [4, 20, 23] и ряд статей по результатам изучения отдельных индикаторных формаций.

Отдавая себе отчет о невозможности полной аналогии, авторы используют информацию по современному осадконакоплению в океанах и краевых морях для реконструкции седиментационных процессов и вулканизма в геосинклинальных бассейнах геологического прошлого. Наиболее показательными в этом плане считаются вулканогенные формации, являющиеся индикаторами тектонического режима. Изучение их петрохимических особенностей, положения в разрезе довольно однозначно свидетельствует о типе коры геосинклинальных бассейнов на ранних этапах их развития. Однако они не могут характеризовать тип бассейна осадконакопления, его морфометрию и палеогеографические условия накопления осадков. Для этих целей все более успешно используются данные по изучению осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, ассоциирующих с вулканическими формациями.

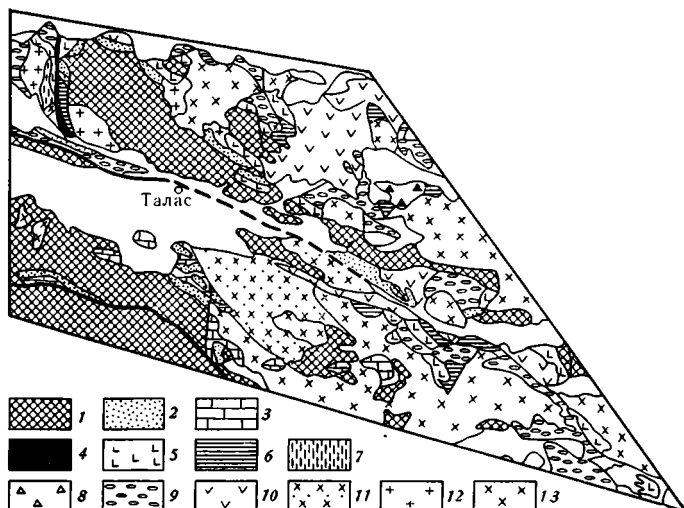
Палеогеографический аспект литологических исследований древних толщ имеет широкие возможности подхода к ним с актуалистических позиций, поскольку происходивший в прошлом процесс седиментогенеза может быть детально изучен в современных условиях.

Большие возможности актуалистического метода определились после того, как изучение донных осадков современных бассейнов охватило также и вопросы их фациально-генетического анализа [14, 19, 24, 25, 32 и др.].

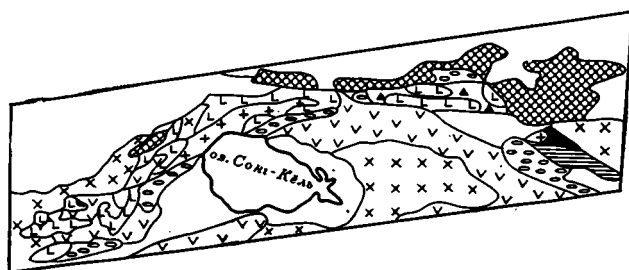
Поскольку для древних образований сопоставление фациально-генетических типов осадков осуществимо лишь при условии надежности корреляции разрезов, то большое внимание уделяется вопросам стратиграфии этих отложений.

По различиям верхнедокембрийских и нижнепалеозойских разрезов Северный Тянь-Шань подразделяется на Таласо-Каратаускую и Киргизско-Терскайскую структурно-формационные зоны. Раннепалеозойская седиментационная история Таласо-Каратауской зоны определялась накоплением однообразных карбонатных формаций. Нижнюю часть трансгрессивной карбонатной серии составляют маломощные вендская автохтонная терригенно-карбонатная и нижнекембрийская (томмотская) фосфоритоносная кремнисто-карбонатная формации.

Стратиграфия нижнепалеозойской тамдинской серии Таласо-Каратауской зоны хорошо разработана. По различным группам фаунистических



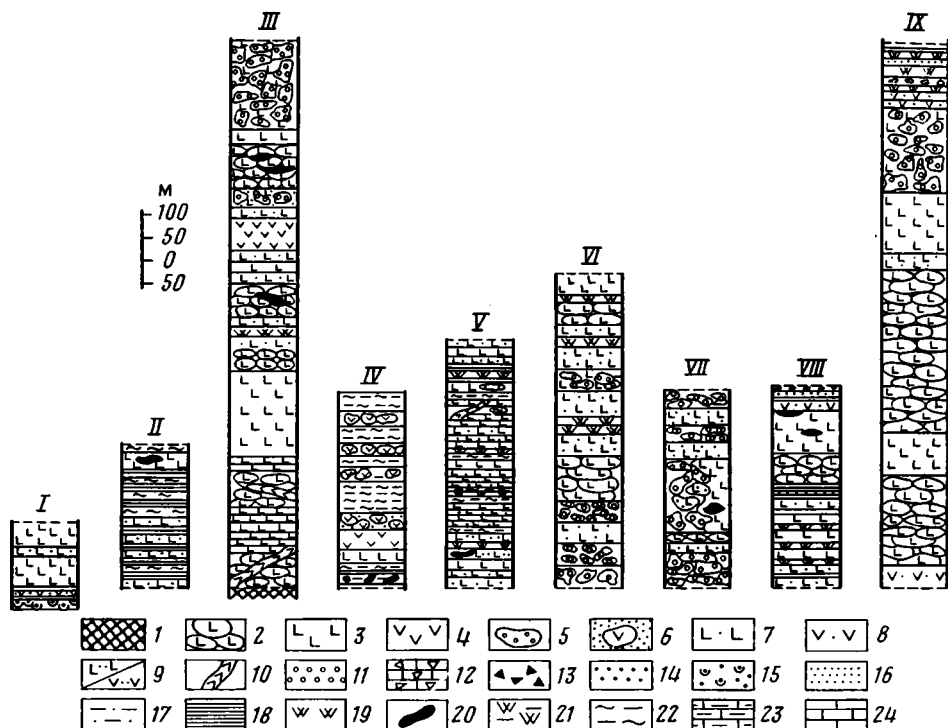
Фиг. 1. Схема размещения раннекаледонских фациально-генетических комплексов западной части киргизского Тянь-Шаня 1 — выступы докембрийского сиалического основания; 2 — грабеновые фации континентальные и эпиконтинентального моря (R_3-V); 3—8 — породные комплексы $E+O_1$: 3 — шельфовые карбонатные, 4 — выступы мелакратового фундамента, 5 — вулканических поднятий (толеитовых базальтов океанического и андезитобазальтов островодужного типов), 6 — гемипелагических осадков глубоководных котловин, 7 — турбидитов и флюксотурбидитов подножия континентального склона, 8 — пирокластических потоков и тефротурбидитов подножия вулканических поднятий; 9 — флишевые и флишево-молассовые комплексы остаточных глубоководных котловин O_2 ; 10 — вулканогенно-молассовые эпиконтинентальных бассейнов D_1 ; 11 — позднерифейские гранитоиды; 12 — раннеордовикские градиориты, кварцевые монзониты; 13 — позднеордовикские и силурийские граниты



Фиг. 2. Схема размещения раннекаледонских фациально-генетических комплексов Присонгульского района Тянь-Шаня. Условные обозначения см. на фиг. 1

ческих остатков выделены все отделы кембрийской системы, нижнего и среднего отделов ордовика.

В Киргизско-Терской зоне Тянь-Шаня в раннем палеозое накапливались полифациальные образования: вулканогенные, вулканогенно-терригенные, терригенные. Хорошо разработана схема стратиграфии этих отложений, начиная с аренига, по граптолитам [7]. Этот возрастной интервал определяет время накопления флишевой и флишево-молассовой формаций этой зоны. Время накопления формаций дофлишевого этапа определялось условно или же по редким единичным находкам



Фиг. 3. Разрезы формации толентовых базальтов и андезитобазальтов западной части Киргизского хребта (I—VI), Сусамырского хребта (VII) и хребта Каракатты (VIII—IX)

I — терекская свита по р. Кара-Арча; II — кичи-каиндинская свита по р. Кара-Арча; III — кара-арчинская свита по р. Кара-Арча; IV — айболчинская свита по водоразделу рек Сугаты — Кичи-Каинды (по В. А. Макарову, А. Г. Разбойникову); V — терекская свита по р. Курганташ; VI — терекская свита по р. Терек; VII — кара-арчинская свита по р. Арамсу; VIII — каракаттинская свита по р. Каракатты (северный склон); IX — каракаттинская свита по южному склону хребта; 1 — меланократовый фундамент; 2 — миндалекаменные базальтовые порфиры с подушечной отдельностью; 3 — базальтовые порфиры, спилиты, гиадобазальты; 4 — андезитовые порфиры; 5 — кластолавы; 6 — агломератовый туф андезитового порфира; 7 — туфы (псаммитовые, псефитовые, агломератовые); 8 — туфы андезитовых порфиритов; 9 — туффиты; 10 — дайки габбро-диабазов и диабазов; 11 — конгломераты; 12 — олистостромы преимущественно карбонатные; 13 — эдафогенные брекчии, преимущественно кремнистые; 14 — гравелиты; 15 — кварциты; 16 — песчаники; 17 — алевролиты; 18 — аргиллиты (филлиты); 19 — кремни; 20 — яшмы; 21 — переслаивание кремней со сланцами; 22 — глинисто-кремнистые сланцы; 23 — чередование известняков с алевролитами; 24 — известняки

трилобитов, брахиопод, граптолитов. Нижнепалеозойская колонна осадков дофлишевого этапа выстраивалась в следующей последовательности снизу вверх: каракаттинская свита основных эффузивов ($\epsilon_1?$), караджоргинская туфогенно-аргиллитно-кремнистая с известняками (ϵ_2 — O_1), песчаники, алевролиты (O_1) (туюксайская, курусайская свиты и их аналоги), песчаники, конгломераты, туфопесчаники с линзами известняков кепташской свиты (O_{1-2}). Нормальных стратиграфических соотношений выделенных подразделений нигде не наблюдается. Широко развернувшиеся в последнее время тематические работы по составлению легенд для карт масштаба 1 : 50 000 привели к новым находкам фаунистических (в основном микрофаунистических) остатков в нижнепалеозойских толщах. К ним относятся находки радиолярий, спикул губок, водорослей, фито- и зоопроблематик, конодонтов, гастропод и остракод [11, 18, 26]. Новые находки заставили пересмотреть возрасты этих свит и принятую ранее вертикальную их последовательность вернуть в латеральный ряд. Каракаттинскую, котуджанскую и «нижнеордовикскую» (песчаники, сланцы) свиты в настоящее время можно датировать $\epsilon + O_1$. Предстоят еще детальные палеонтолого-стратиграфи-

ческие работы по разработке местных стратиграфических схем расчленения этих толщ и привязка их к общей шкале.

Стратиграфические работы сопровождались литолого-формационным изучением отложений дофлишевого этапа развития каледонской эвгеосинклинальной области. Проведена типизация выделенных породных комплексов, и на этой основе сделана попытка реконструкции седиментационного режима раннепалеозойского бассейна осадконакопления, его морфометрии, истории развития.

Выделяются следующие формации этого этапа: толеитовых базальтов и андезитобазальтов, гемипелагическая терригенно-кремнисто-туфровая, терригенная с кремнями подножия континентального склона, эффузивно-кремнисто-туфотерригенная подножия вулканических построек. В пределах расположенной южнее Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны в раннем палеозое накапливалась мощная карбонатная формация, характеризующая шельфовую обстановку седиментации. В данной статье она не рассматривается. Размещение их на территории западной и центральной частей Северного Тянь-Шаня показано на фиг. 1, 2.

Породы, слагающие эти формации, группируются в ряд парагенетических породных комплексов (ассоциаций), пространственное распространение которых характеризует первичную фациальную зональность бассейна осадконакопления. Каждая фациальная единица характеризуется преимущественным развитием какого-то одного породного комплекса (ассоциации), что не исключает присутствия в разрезах в качестве второстепенных членов фрагментов других породных ассоциаций, особенно в районах, где соседствовали различные фациальные обстановки.

Комплекс толеитовых базальтов и андезитобазальтов составляет основу одноименной формации и по объему соответствует каракаттинской свите и ее стратиграфическим аналогам — карарчинской и терекской свитам (фиг. 3). Возраст каракаттинской свиты по единичным находкам спикул губок и радиолярий принимался условно раннекембрийским. В настоящее время в породах свиты обнаружены многочисленные водоросли, акритархи, конодонты и др., позволяющие расширить возрастной диапазон свиты от E_1 до O , включительно [17, 18]. Не исключено, что нижняя возрастная граница может опускаться в венд.

Выходы нижнепалеозойской вулканогенной серии обычно ограничены разломами. В поясе выходов нижнепалеозойских офиолитов, узкая сутура которого сохранилась в зоне сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня [15], вулканогенная свита имеет в основании меланократовый фундамент (см. фиг. 3, III). Соотношения их, как правило, нарушены разломами, в некоторых районах (хребет Кавак-Тау, Караджорго) сохранилось нормальное залегание базальтов на нем. Для всех выходов меланократового фундамента характерно преобладание полосчатых такситовых метасоматических габброидов и амфиболитов с реликтами ультрабазитов.

В аллохтонных пластинах, в пределах Макбало-Бурханской байкальской геоантиклинальной зоны, основание вулканогенной серии слагает формация кварцевых и аркозовых песчаников (овско-джельдысуйская свита). Слагающие ее породы состоят из продуктов разрушения древнего складчатого гранитизированного основания (см. фиг. 3, I).

Косая слоистость в песчаниках и присутствие глауконита свидетельствуют о мелководно-морских условиях. Мощность овской свиты колеблется от 70 до 450 м. Свита трансгрессивно налегает на различные подстилающие отложения и имеет в основании кору выветривания, развитую на них.

В Таласо-Каратауской зоне формированию нижнепалеозойских известняково-доломитовых шельфовых отложений предшествуют грабеновые образования. Последние в нижней части представлены терригенной аркозовой формацией, несогласно, местами с угловым несогласием, за-

легающей на верхнерифейских отложениях. Терригенная аркозвая формация сменяется вверх туфокарбонатно-аргиллито-кремнистой и терригенно-пирокластической формациями, объединяемыми в малокарбонатную серию венда [16]. Мощность ее составляет в среднем 1000—1500 м. В целом для этого орогенного комплекса характерны косослоистые грубозернистые молассондные отложения, имеющие часто красноцветную окраску, в верхней части включающие вулканогенные, преимущественно эффузивные породы трахилипаритового и дацитового ряда [8, 9]. Разрез грабеновых фаций Таласо-Каратауской зоны венчается тиллоидными породами конуртубинской свиты (70—100 м). В Срединном Тянь-Шане вендские вулканогенно-молассовые отложения подстраиваются мощной (до 3000 м) спарагмитовой группой формаций.

Петрография и петрохимия вулканитов каракаттинской свиты довольно хорошо изучены [6, 10, 17]. Собственно вулканическая серия по особенностям состава делится на две части. Нижняя часть сложена преимущественно массивными миндалекаменными базальтовыми порфиритами и спилитами, менее распространены диабазы и трахибазальты, приуроченные к верхам нижней части формации.

Верхняя часть вулканогенной серии (андезитобазальтовая) отличается большим разнообразием состава вулканических пород и их структур. Они формируют быстро выклинивающиеся покровы и потоки лав изменчивой мощности, очень часто с шаровой и подушечной отдельностями. Они разделяются горизонтами пирокластических отложений. Баланс эффузивного и эксплозивного материала в целом сохраняется, однако в различных районах Северного Тянь-Шаня их соотношение меняется в широких пределах (см. фиг. 3, III—IX). Основной объем этой части вулканогенной серии определяют базальтовые порфириты и андезитобазальты. Менее широко развиты спилиты, вариолиты, трахибазальты, трахиандезиты, яшмы и кремни. Петрохимическое изучение вулканитов привело к выводу о резком преобладании базальтов высокоглиноземистой и толентовой серий [6, 12].

Эффузивы верхней части серии более дифференцированы по кремнекислотности. Наряду с модой в области базальта присутствуют дифференциаты вплоть до андезитов с направлением дифференциации по известково-щелочному тренду. В верхах серии появляются трахибазальты и трахиандезиты, дайки и силлы ортофиров.

Минеральные парагенезисы, структуры и состав вулканитов позволяют судить о характере магматических очагов и типе излияний, о геодинамической обстановке их формирования.

Вулканические излияния были подводными, о чем свидетельствует преимущественное развитие пиллоу-лав. Миндалекаменная структура и широкое развитие структур спинифекс говорят о довольно высокой газонасыщенности лавы и небольшой глубине излияния.

Вулканизм протяженных зон скорее всего имел характер трещинных излияний, подобных современным исландским [31]. Мощные грубые пирокластические потоки, обилие туфов в разрезах вулканогенной толщи некоторых районов (Кепташский прогиб), разносившихся на большие расстояния и проникавших в соседние глубоководные депрессии, где формировались ритмиты, приближают тип извержений этих районов к пелейскому.

К осадочным и вулканогенно-осадочным комплексам, тесно ассоциирующим с вулканогенными, присоединяются широко развитые в Северном Тянь-Шане толщи, объединяемые под общим названием караджоргинской свиты.

Наиболее характерным признаком свиты, позволяющим опознавать ее, является пестрая, ярко-вишневая и зеленая окраски тонкополосчатых глинисто-кремнистых и алевролитовых сланцев, иногда содержащих прослой кремней, и присутствие в песчаниках, конгломератах глыб известняков.

Свита испытывает довольно большие латеральные изменения. Соответственно объем составляющих свиту пород меняется от района к району.

ну: в западной части Киргизского хребта она преимущественно вулканогенная, в Сусамырском хребте — вулканогенно-обломочная, в Джумгалском — вулканогенно-терригенная, в хребте Караджорго — терригенная и т. д. Более того, даже в пределах одного района разрезы свиты в различных блоках довольно сильно различаются.

Многочисленные сборы трилобитов определяют время формирования свиты от начала амгинского века среднего кембрия до тремадока включительно [22]. В верхней части свиты в хребте Кунгей Ала-Тоо Б. М. Зима обнаружил раннетремадокские граптолиты. В нижней части карбонатного олистоплака в Кастекском хребте А. Г. Вологдин собрал и определил эпифитоны, плохо сохранившиеся археоциаты и губки нижнего кембрия. В терригенно-карбонатных толщах, обрамляющих его, собраны остатки средневерхнекембрийских брахиопод (определения В. Ю. Горянского) и триболиты верхнего кембрия (определения В. И. Гончаровой). Последние находки конодонтов, хиолитов и других микрофаунистических остатков подтверждают тот же возраст свиты. Караджоргинская свита практически во всех районах своего развития имеет тектонические соотношения с вулканогенной каракаттинской свитой, но тесно с ней связана обилием вулканического и вулканогенно-обломочного материала. Однако связи эти, как показали находки фауны в каракаттинской свите, являются не временными, а пространственными.

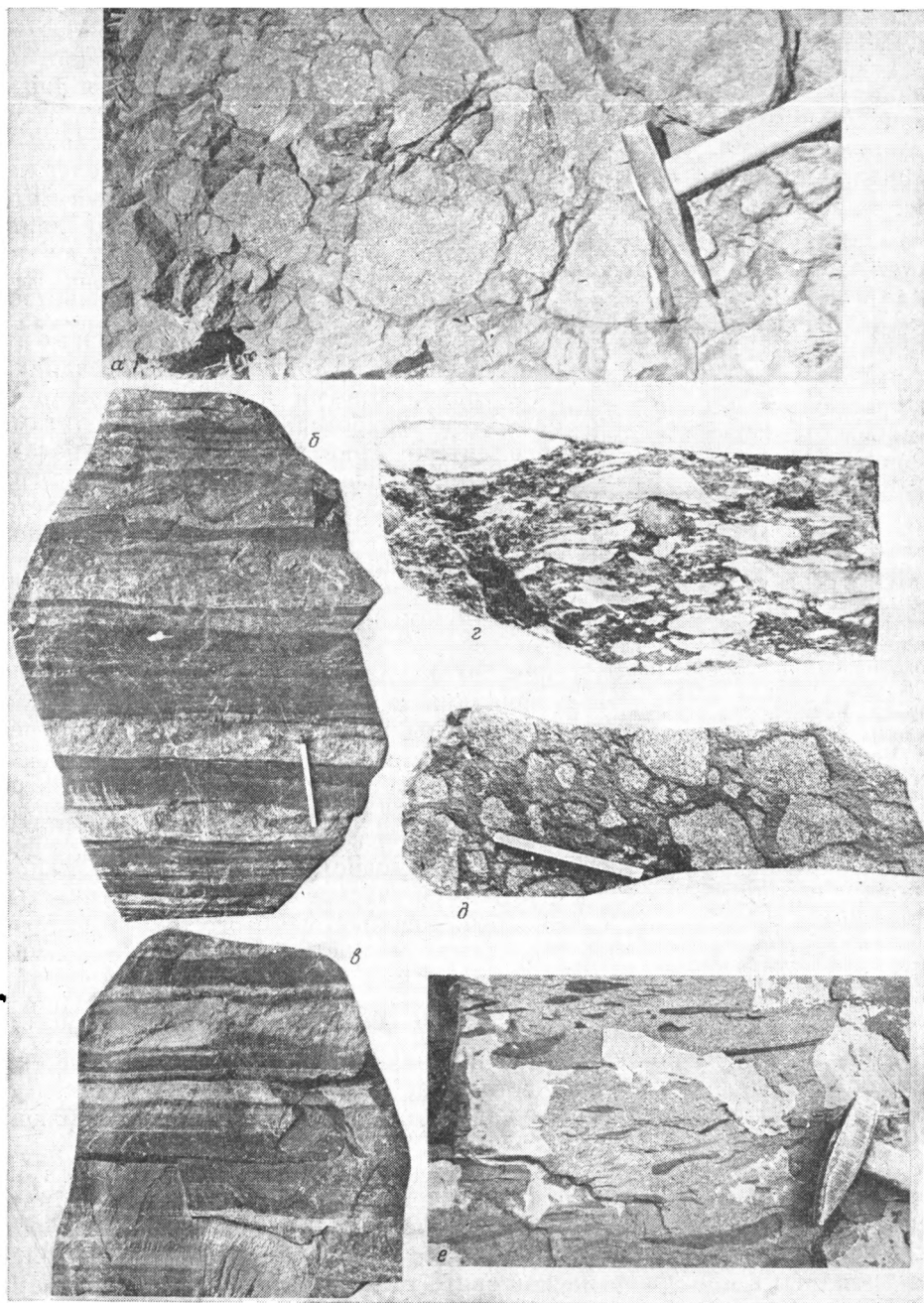
С. Е. Христов и В. П. Чернышук [26] в Джумгалском хребте обнаружили налегание караджоргинской свиты на протерозойские кристаллические сланцы, обломки которых наблюдаются в базальных горизонтах свиты. В другом блоке предполагается налегание караджоргинской свиты на габбро-амфиболиты. Последние выведены в зоне меланжа в виде глыб, в которых и прослежен непосредственный контакт.

Караджоргинская свита перекрывается с разрывом конгломератами и песчаниками аренига, начинающими мощную флишевую толщу.

Слагающие свиту породы по составу и строению группируются в несколько крупных комплексов: гемипелагический пестроцветный аргиллито-алевролитно-кремнистый, терригенных и вулканокластических турбидитов и флуксотурбидитов, олистостромовый.

Комплекс гемипелагических пестроцветных аргиллито-алевролитно-кремнистых сланцев. Основу его составляют красноватого и зеленоватого цветов глинисто-кремнистые, алевритоглинистые сланцы с комковатой структурой и тонкополосчатой текстурой, сильно пигментированные гидроокислами железа с включениями мелких псаммитовых обломков (1—3%) плагиоклаза, кварца, чешуек слюд. Обильны остатки спикул губок. Сланцы содержат прослои (в некоторых разрезах многочисленные) алевролитов, мелкозернистых песчаников, тефроидов толщиной от 1 до 10 см. Преобладают слои в 2,5—3 см. Они имеют резкие контакты со сланцами, горизонтально-слоистое, иногда линзовидное сложение (фиг. 4, б, в). Встречается однонаправленная косая слойчатость. Как правило, в этих песчаниках отсутствует закономерная внутренняя организация. Изредка наблюдаются прямая и обратная градационные слоистости: мелкозернистый песчаник — алевролит — аргиллит. В редких горизонтах отмечаются текстуры деформации и оползания ила. Перечисленные структурные и текстурные особенности песчаников позволяют отнести их к контуритам [30]. Волноприбойные знаки на поверхностях напластования отсутствуют, иногда встречается рябь течений. Имеются знаки внедрения. Карбонатного материала в сланцах практически нет. Максимальные мощности комплекса аргиллито-алевролитно-кремнистых сланцев достигают 150—200 м.

Перечисленные признаки свидетельствуют об относительно глубоко-водных (ниже уровня карбонатной компенсации) условиях накопления глинистых и глинисто-кремнистых илов. Появление в некоторых районах в верхах комплекса маломощных линз и прослоев известняков свидетельствует о периодическом выводе дна бассейна седиментации выше этого уровня. Привнос более грубого алевритового и псаммитово-



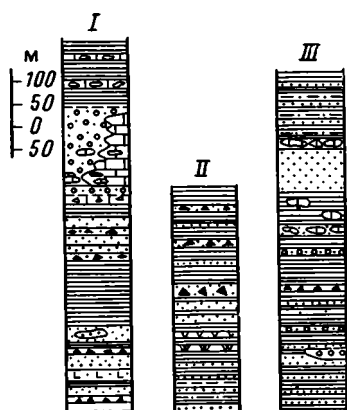
Фиг. 4. Сусамырский хребет, караджоргинская свита
a — пирокластический поток; *б, в* — чередование тонкозернистого тейфроида (контуриты) и красноцветного глинисто-кремнистого аргиллита со спикулами губок (темные прослои); *г, д* — эдафогенные брекчии с обломками карбонатного (*г*) и песчаникового (*д*) состава; *е* — грейнит (флуксотурбидит) с эдафогенными включениями красноцветных глинисто-кремнистых сланцев

го материала осуществлялся донными течениями. Образования подобного литолого-генетического типа установлены в современных осадках северо-западной части Атлантики [27] и в древних толщах Южного Урала [23].

В депрессиях, прилежавших непосредственно к вулканическим постройкам или же к подножию континентального склона, гемипелагические осадки расщеплялись грубыми выносами терригенных и вулкано-

терригенных турбидитов и флюксотурбидитов, иногда полностью вытеснявших гемипелагические отложения (фиг. 5).

С глинисто-кремнистыми и глинистыми сланцами, как правило, ассоциируют кремнистые породы (силициты). Они образуют слои и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 20 м, сложенные плитчатыми разновидностями. Окраска их чаще всего зеленоватая, реже серая и черная. Структура криптокристаллическая. Кремни обычно содержат



Фиг. 5. Разрезы отложений глыбоводных котловин (караджоргинская свита)

I — хр. Караджорго (северный склон); II — хр. Каракатты (с. Чолой); III — хр. Каракатты (с. Карасай). Условные обозначения см. на фиг. 3

примесь пирокластики или глинистый материал. Часто в них встречаются радиолярии и спикулы губок. Силициты образуют непрерывный ряд через глинистые силициты к аржиллитам.

Комплекс флюксотурбидитов и турбидитов представлен песчаниками — граувакковыми и полимиктовыми от мелко- до грубозернистых, алевролитами, аржиллитами, гравелитами, конгломератами и туфами. Большая часть песчаников и гравелитов караджоргинской свиты отличается горизонтально-слоистым сложением при полном отсутствии косой слоистости. Мощности слоев колеблются от 0,5 до 3 м. Рассортировка обломочного материала в градиационном слое встречается только в некоторых горизонтах, чаще имеется маятниковая стратификация. В этом случае гравийные обломки расположены в средней части слоев песчаника.

Песчаники обычно крупнозернистые, реже среднезернистые. Содержание глинистой составляющей в них незначительно. Харак-

терна неравномерная зернистость обломочного материала. На любых уровнях песчаникового слоя отмечаются участки с более грубозернистым гравийным материалом. Кроме того, довольно часто песчаники включают «плавающие» обломки глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых, иногда полосчатых сланцев. Обломки имеют угловатую неокатанную форму, слабо окатанные разновидности встречаются редко. Иногда наблюдается ориентировка обломков по напластованию (см. фиг. 4, а, е). Насыщенность песчаников этими плавающими обломками меняется в широких пределах: от редко встречающихся до обильных. Знаков течений и ряби на поверхностях напластования песчаников не наблюдается, имеются лишь слепки нагрузки.

Перечисленные структурно-текстурные особенности песчаников позволяют относить их к отложениям автокинетических зерновых потоков. Для таких отложений был предложен термин *флюксотурбидит* [29]. Т. А. Вознесенская [4] предлагает называть их *грейнитами*. Флюксотурбидиты в караджоргинской свите тесно сочетаются с турбидитами.

Турбидиты выделяются на фоне более грубых несортированных флюксотурбидитов своей упорядоченной отсортированной градиационной слоистостью, появлением алевролитовых и аржиллитовых разновидностей пород. Они образуют многослой мощностью до 2,5—3,5 м. В целом для многослоев турбидитов отмечается общее уменьшение гранулометрического состава от подошвы к кровле. В некоторых довольно редких многослоях проявлен полный разрез турбидита, описанного А. Бумой [28].

Наиболее полный разрез турбидитов караджоргинской свиты состоит из следующих элементов ритма.

А — базальный песчаник с включениями гравия и гальки с прямой градиационной слоистостью.

В — песчаник с горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев песчаника и алевролитистого песчаника.

С — песчаник с глинистым материалом; наблюдаются текстуры деформации и оползания, мелкая косая слоистость.

D — аргиллит или алевролит с тонкой горизонтальной слоистостью.

Для турбидитов, связанных с флюксотурбидитами, характерен более грубозернистый состав песчаников и отсутствие верхних тонкозернистых членов многослоев, нежели для турбидитов, связанных с гемипелагическими осадками. Для последних обычны мощности от 0,2 до 0,8 м, реже до 1,2 м.

Подошва горизонта турбидитов часто неровная с размывом, взламыванием подстилающих литифицированных осадков. На поверхностях напластования видны знаки внедрения.

Состав песчаников флюксотурбидитов и турбидитов отвечает типичным полевошпатовым грауваккам, где основной объем обломочного материала составляют плагиоклазы (до 65%), обломки пород (до 30%) и чешуй хлорита, кварца, роговой обманки (5%). Среди обломков пород наиболее представительны андезитовые порфиры, спилиты, кварц-плагиоклазовые порфиры, диабазовые порфиры, граниты, кислые щелочные породы, известняки, кремнистые сланцы, кварциты. Сцементированы обломки кремнисто-хлорито-эпидотовой массой.

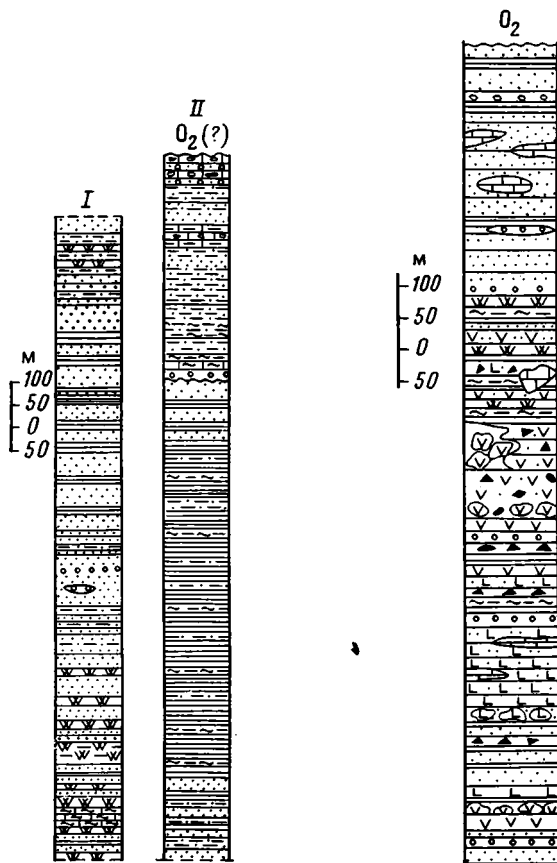
Песчаники караджоргинской свиты содержат линзы и слои гравелистов, мелкогалечных конгломератов с включениями угловатых или полукругатых обломков глинисто-кремнистых, часто полосчатых красной и зеленоцветных сланцев местного происхождения. Иногда верхние члены турбидитных многослоев сложены пакетами глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, что свидетельствует о том, что во время затишья здесь происходила седиментация гемипелагических осадков.

Флюксотурбидиты и турбидиты образуют горизонты от первых метров до 300 м и залегают среди пелитоморфных кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев и алевролитов аргиллитов, т. е. среди относительно глубоководных отложений, и в некоторых разрезах обильно наполняют свиту, что дает основание считать их накопившимися вблизи источников обломочного материала (курусайская свита западной части Киргизского хребта и другие районы). Те районы, где в составе обломочных пород присутствуют полимиктовый и аркозовый материалы (западная часть Киргизского хребта), скорее всего можно отнести к подножию континентального склона (фиг. 6). Там же, где преобладают кремни, туфы и тефроиды, обстановка отвечает прикордильерным участкам и подножиям вулканических поднятий (центральная часть Киргизского хребта и другие районы). Во всех типах различаются грубые разновидности, отвечающие проксимальным, и менее грубые — дистальным флюксотурбидитам.

Комплекс пирокластических потоков и тефротурбидитов также составляет значительный объем караджоргинской свиты. В Джумгалском хребте, Кепташском прогибе и в некоторых других районах породы комплекса слагают практически целиком всю свиту (фиг. 7).

Среди пород комплекса широко развиты собственно пирокластические (вулканические брекчии и туфы), а также терригенные (тефроиды, тефрогенные песчаники, алевролиты, туффиты и кремнистые породы) образования. Имеются горизонты эффузивных пород. Процентные соотношения составляющих пород довольно сильно меняются по латерали, определяя различную удаленность территорий от источника пирокластического материала.

Эффузивные породы имеют миндалекаменную текстуру, преимущественно андезитовый и базальтовый состав. Типичны андезитобазальты, состоящие из крупных лейст плагиоклаза и небольшого количества раскристаллизованного стекла с широким развитием вторичных хлоритов, кальцита, кварца, гидроокислов железа, и андезиты с порфиrowыми выделениями плагиоклаза и пироксена и мелкокристаллической основной массой.



Фиг. 6

Фиг. 7

Фиг. 6. Разрезы отложений подножия континентального склона

I — туюкская свита, р. Кара-Арча; II — кенсайская и актерекская свиты хребта Ичкелетау. Условные обозначения см. на фиг. 3

Фиг. 7. Разрез отложений подножия вулканической постройки (коккиинская свита, Киргизский хребет). Условные обозначения см. на фиг. 3

Почти во всех районах, за исключением Сусамырского хребта, лавовые горизонты довольно редки и имеют мощность пластов от 1 до 3,5—5 м.

Характерными породами комплекса, содержащимися в ряде разрезов (р. Арамсу, Сусамырский хребет) в большом объеме, являются вулканические брекчии. Они состоят из обломков миндалекаменных эффузивов, помещенных в скудный, преимущественно туфовый цемент. Обломки угловаты, иногда несколько округлены. Размеры их колеблются в широких пределах: от псаммитового до валунов с диаметром 0,6—0,8 м. Сортировка по размеру внутри пластов отсутствует. Иногда заметна приуроченность грубого материала к нижней части горизонта (см. фиг. 4, а). Мощность горизонтов агломератов колеблется от 5 до 80 м. Чаще всего встречаются горизонты в 20—60 м. Иногда агломераты чередуются с туфами, образуя ритмы в 1,5—2 м. Основание ритма сложено грубыми отложениями пирокластического потока, его сменяет с резким контактом крупнозернистый туф, тот в свою очередь сменяется мелкозернистым туфом с потоковой слойчатостью. Иногда самые верхи ритма представлены тонкослоистыми кремнистыми туффитами.

Туфы и тефронды представлены преимущественно кристаллокластическими и кристаллолитокластическими разновидностями различного

гранулометрического состава. Различаются туфы андезитовых, диабазовых, реже дацитовых порфиринов, образующих пласты мощностью 2—5 м. Среди кристаллокластов отмечены плагиоклазы и пироксены. Плагиоклазы часто альбитизированы, интенсивно пелитизированы и серицитизированы. Литокласты представлены хлоритизированным стеклом и миндалекаменными базальтами, андезитами. Сортировка материала в слоях, как правило, отсутствует. Слои имеют резкие контакты, нижние — иногда эрозионные. Там, где пирокластические потоки достигают глубоководных частей бассейна, они чередуются с зелеными и красными глинисто-кремнистыми сланцами, силицитами. Эти породы чередуются с последовательностью, характерной для модели Бумы, что свидетельствует о доставке в различной степени обработанного пирокластического материала турбидными потоками. Чаще всего встречаются трехкомпонентные ритмиты, состоящие из грубо- и среднезернистых туфов и тефроидов красновато-бурого, зеленоватого и серого цвета, мелкозернистых туфов и кремнистых туффов. Седиментационные ритмы завершаются силицитами светло-серого и зеленоватого цвета. Мощности ритмов колеблются от 1 до 12 м, редко достигая 30 м. В основании слоев грубозернистых туфов и тефроидов содержатся остроугольные обломки взломанных подстилающих глинисто-кремнистых и кремнистых пород.

Кроме вулканогенного обломочного материала в составе комплекса присутствуют горизонты конгломератов, гравелитов, песчаников. Состав обломочного материала в них довольно однороден и представлен андезитами, дайковыми породами, глинисто-кремнистыми красно- и зеленоцветными породами (сланцами), кремнями и яшмами. Обломки окатанные и угловатые.

Горизонты терригенных пород содержат олистолиты различного размера известняков с брахиоподами ($E_3—O_1$).

Спазматическое поступление обломочного материала, состоящего целиком из местных пород (эффузивы, кремни), свидетельствует о возникновении внутренних поднятий. Вверх по разрезу формации в Кепташском прогибе количество и мощность грубообломочных горизонтов возрастают.

Глинисто-кремнистые и кремнистые породы караджоргинской свиты содержат очень своеобразные накопления, отнесенные нами к *эдафогенным образованиям*. Это обычно обломочные породы (песчаники, туффиты, гравелиты, брекчии, конгломераты), содержащие угловатые, неокатанные или слабо окатанные обломки красно- или зеленоцветных глинисто-кремнистых и кремнистых пород, реже известняков и песчаников. Размеры этих обломков колеблются от псаммитов до валунов. Уплотненные обломки чаще всего ориентированы по напластованию. В зависимости от характера вмещающего обломки материала различается несколько типов эдафогенных образований.

Кремнеобломочные эдафогенные брекчии — это горизонты мощностью до 5—10 м, целиком состоящие из крупных неокатанных обломков кремнистых и глинисто-кремнистых пород, хаотически сгруженных, совершенно несортированных по размеру, неориентированных по напластованию, имеющих очень малое количество заполняющего промежутки между обломками песчаного или гравийного материала (хребет Каракатты, р. Чолой). Кремнеобломочные эдафогенные брекчии этого типа скорее всего результат обрушения стенок уступов каньонов.

Песчаники, гравелиты, туффиты и тефроиды, включающие рассеянные эдафогенные обломки кремней и глинисто-кремнистых пород по всему объему слоя (см. фиг. 4, е), по-видимому, следует относить к отложениям зерновых потоков, включающих эдафогенный материал.

Третий тип пород, включающих эдафогенный материал, — это турбидиты. Последние включают угловатые или же слегка окатанные обломки кремнистых и глинисто-кремнистых пород в самом нижнем грубообломочном слое.

Насыщенность караджоргинской свиты горизонтами с эдафогенным материалом в различных районах неодинакова. Наибольшее число та-

ких горизонтов отмечается в хребтах Каракатты и Караджорго, причем локализация эдафогенных образований даже в соседних разрезах различна. Как отмечено В. Н. Григорьевым [4], приуроченность эдафогенной седиментации к отдельным локальным участкам является характерной для фанерозойских геосинклиналей. Она связывается с существованием отдельных уступов, кордильер, возникновение которых связано в свою очередь с надвигами и шарьяжами.

Разновидностью эдафогенных брекчий являются широко развитые в караджоргинской свите *олистостромы*.

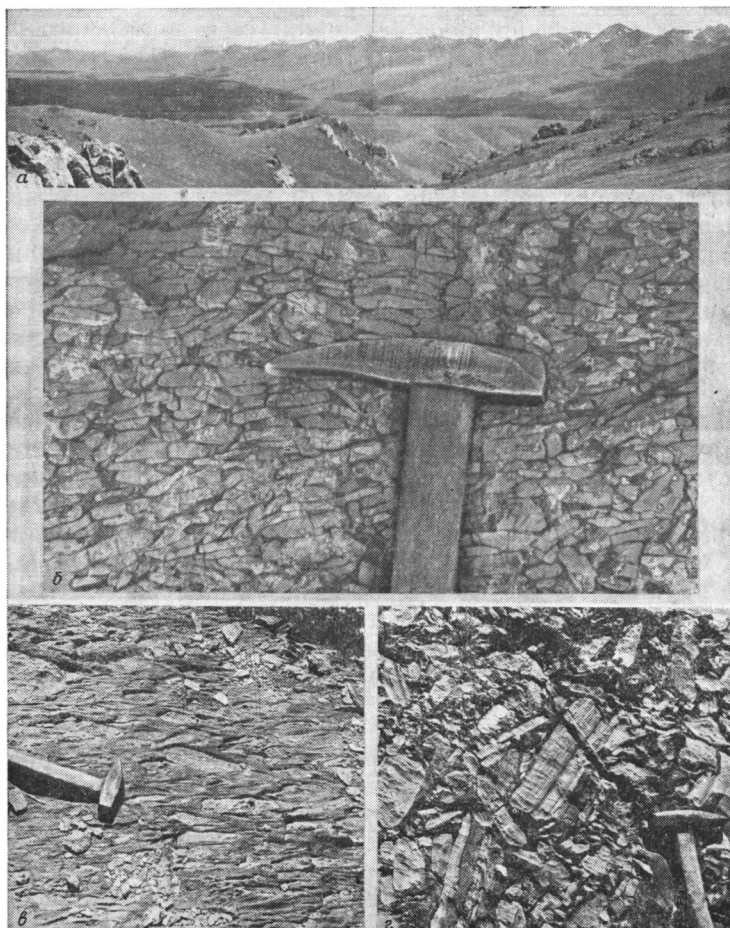
Присутствие крупных экзотических обломков, глыб известняков в караджоргинской свите отмечалось многими геологами [3], однако они, как правило, принимались за рифогенные образования. Одним из первых, обративших внимание на их олистостромовую природу, был М. Д. Гесь [5].

Как сейчас обнаружено, обломки, глыбы, скалы, гряды известняков находятся в поле развития не только караджоргинской свиты, но и среди каракаттинских эффузивов, туюксайских песчаников, долонских конгломератов. Размеры этих образований колеблются от небольших мелких гравийных до скал, имеющих толщину до 150—200 м и протяженностью от 1,5 до 6 км.

По различиям генетических признаков и времени формирования нижнепалеозойские олистостромы Северного Тянь-Шаня по местам развития их наиболее представительных разрезов можно разделить на два типа: каракаттинский и долонский.

Каракаттинские олистостромы занимают более низкое стратиграфическое положение и представляют собой разобщенные на большой площади (фиг. 8, а) выходы бескорневых карбонатных скал и блоков различного размера — от небольших линзовидных или неправильной формы до огромных, площадью 100×3000 м тел (олистоплаки). Они, как правило, сложены массивными пелитоморфными или мелкокристаллическими мраморизованными известняками светлого сероватого и темно-серого цвета. В известняках имеется примесь зерен кварца и плагиоклаза псаммитового и алевритового размера, слабоокатанные, угловатой формы. Некоторые линзообразные тела представлены известняковыми брекчиями и конгломератами с хаотическим нагромождением карбонатных, реже других по составу обломков. Удлиненные обломки иногда ориентированы по напластованию. Известняки в обломках (олистолиты) различны по цвету, степени окатанности и вторичным преобразованиям. Имеются темно-серые, серые, буроватые, розоватые, полосчатые разновидности. Обломки обычно угловаты, редко встречаются округленные формы. Размер их самый различный, от 2 см до валунов. Насыщенность ими обычно высокая. Вмещающая масса имеет глинисто-карбонатный состав и включает мелкие псаммитовые и псефитовые обломки известняков.

Крупные тела — олистоплаки — представлены чаще всего массивными мраморизованными известняками. Вмещающие породы представлены алевролитами, аргиллитами зеленоватого и бурого цвета, туфами, содержащими иногда прослои мелко- и среднезернистых песчаников караджоргинской и эффузивы каракаттинской свит. Карбонатные тела контактируют с ними обычно по тектонизированной поверхности. Основанием карбонатного олистоплака, как правило, является карбонатная брекчия. Олистоплаки вместе с вмещающими породами смяты в узкие изоклинальные складки и по всем признакам являются останцами карбонатного тектонического покрова. В некоторых районах (северные склоны хребта Караджорго, хребты Каракатты и Заилийский Ала-Тоо) можно наблюдать все переходы — от ненарушенного или слабо нарушенного останца тектонического покрова до олистостромовых осадочных образований. Сохранившаяся часть покрова сложена 200—500-метровой толщей массивных и плитчатых известняков, иногда чередующихся с филлитовидными глинисто-карбонатными сланцами. Среди них имеются слои неперемещенных брекчий с очень характерной «бамбу-



Фиг. 8. Хребет Караджорго

а — карбонатные олистолиты и олистоплаки в караджоргинской свите; *б—з* — тектоногравитационные микститы каракаттинских олистостром (*б* — тектонически дезинтегрированный неперемещенный материал плитчатых известняков, *в* — пачек чередования известняков и глинисто-карбонатных сланцев, *з* — тектонически дезинтегрированный материал, вовлеченный в обвальный процесс)

колистной» структурой. Они формируются по пачкам чередования плитчатых известняков (см. фиг. 8, *б*) и глинисто-карбонатных сланцев с известняками (см. фиг. 8, *в*). Такие слои маркируют поверхности скольжения расчешуенного при горизонтальном перемещении блока карбонатных пород.

Созданные процессом шарьирования морфологически выраженные уступы или склоны служили причиной обвальных и подводно-оползневых явлений. В них вовлекался тектонически дезинтегрированный материал карбонатного покрова (см. фиг. 8, *з*). В подводно-оползневых отложениях разнообразный материал карбонатной толщи уже обычно перемешан. Кроме карбонатных и сланцевых обломков появляется и чуждый этой толще материал: песчаники, кремни, эффузивы, пестроцветные кремнисто-глинистые сланцы, т. е. те породы, которые подстилают олистостромовую толщу. Степень разбавленности чужим материалом по простиранию меняется.

На южном склоне хребта Каракатты олистостромовая толща представлена не однообразными известняковыми конгломератобрекчиями, а толщей чередования горизонтов микститов мощностью от 2 до 20 м и пачек зеленых и красных песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих отдельные глыбы известняков.

Выше по разрезу среди карбонатных обломков и обломков подстилающих пород постепенно начинает появляться и чужеродная этому району галька (граниты, кварциты, сланцы и др.), появление которой знаменует переход к следующему, долонскому этапу формирования олистостром.

Таким образом, каракаттинские олистостромы представляют собой рассеянные по всей площади выходов нижнепалеозойских дофлишевых отложений Северного Тянь-Шаня остатки тектонического покрова, слабо нарушенного или же превращенного в тектоническую брекчию, подводно-оползневые образования. Такой генетический тип олистостром М. Г. Леоновым отнесен к тектоногравитационным микститам [13].

Долонские олистостромы размещены в основании флишевых отложений аренига — лланвирна — лландейло. Выделялись ранее под названием *долонских конгломератов*. Последние представляют собой проксимальные части шлейфов турбидных выносов и в районе северного склона хребта Караджорго составляют толщу мощностью 150 м, составленную целиком массивными конгломератами зеленоватого цвета. Основная масса конгломератов представлена алевроито-песчаниковой породой с включениями гравийных обломков. Галька, как правило, хорошо окатана, полирована. Конгломераты в основном средне- и даже мелкогалечные, но в них включены гальки и валуны размером от 5 до 50 см. Валуны и крупные гальки сложены зелеными и черными сланцами, эффузивами, реже встречаются известняки серого и белого цвета, гранитоиды, яшмы. Состав обломков и их размер по простиранию очень сильно меняются. Буквально в 5 км по простиранию конгломераты становятся крупновалунными. Размер валунов в диаметре достигает 1 м. Они хорошо окатаны, округлены, плотно насыщают породу. Состав валунов и галек преимущественно гранодиоритовый и гранитный. Присутствуют также известняки, песчаники, эффузивы основного состава, габбро, серпентиниты, яшмы. Иногда среди конгломератов появляются линзы песчаников. Обломочный материал конгломератов имеет два источника: местный — вулканогенные породы, песчаники, сланцы, яшмы и известняки, свидетельствующие о прошедшей дифференциации рельефа дна бассейна осадконакопления, и аллохтонный — гранитный и кварцевый материал, привнесившийся, по-видимому, с шельфа. Конгломераты неслоисты. На различных уровнях включают глыбы, экзотические скалы тех же известняков, что и в каракаттинских олистостромах (массивные, слоистые известняки различного цвета, карбонатные брекчии). В них собраны трилобиты среднего и верхнего кембрия, брахиоподы ордовика.

На северном склоне хребта Каракатты при общей сходной последовательности построения толща долонских микститов имеет иное строение. Конгломератовые горизонты чередуются с пачками зеленоцветных алевролитов, включающих линзовидные прослои мелкозернистых рыжеватых песчаников. Конгломераты ритмично чередуются с песчаниками. Ритмичность чаще всего симметричная, маятниковая.

Слойки песчаника в алевролитах также не имеют отсортированной слоистости. Иногда в основании таких прослоев имеются следы размыва подстилающих алевролитов. Довольно редко встречается градационная слоистость. Такое строение терригенной толщи позволяет предполагать, что перемещение материала осуществлялось зерновыми потоками и реже суспензионными.

В Джумгалском хребте глыбы известняков и кремний включены в туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты. Этот породный комплекс характеризует фацию подводного вулканического склона, сложенного тефрогенными турбидитами и флюксотурбидитами, включающими горизонты обвального-оползневых брекчий. Карбонатные и кремнистые горизонты формировались на вулканических постройках. Вулканическая и сейсмостектоническая активность приводила к разрушению постройки и выносу крупнообломочного материала по склону к его подножию в результате обвальных и оползневых процессов.

В Киргизском хребте собственно обвальнo-оползневые олистостромовые образования встречаются в центральной его части и представлены массивными конгломератобрекчиями, содержащими редкие карбонатные олистолиты длиной 100—150 м, шириной 20—30 м и в большом количестве глыбы эффузивов, сланцев, гранодиоритов.

Выделенные два типа олистостром в нижнепалеозойском разрезе Северного Тянь-Шаня отвечают двум различным генетическим типам этих образований, выделенным М. Г. Леоновым [13]: тектоногравитационным и гравитационным микститам.

Тектоногравитационные микститы каракаттинского типа образовались в результате дезинтеграции преаренигского тектонического покрова, шарьяжей и перемещения дезинтегрированного материала подводно-оползновыми процессами. Формирование их происходило в условиях высокой сейсмической активности, сопряженной с надвиговыми явлениями. Свидетельством этих процессов являются карбонатные брекчии тектонического происхождения. Такие олистостромы — показатель горизонтальных перемещений горных масс.

В предсреднеаренигское время устанавливается очень высокая тектоническая активность, формирование подводных уступов и кордильер. Обрушение их, оползни и возникавшие автокинетические потоки дали материал для формирования долонских гравитационных микститов. Крупные глыбы размещены в проксимальных частях подводных конусов выноса.

* * *

В седиментационной истории Северо-Тянь-Шаньского раннепалеозойского бассейна отчетливо выделяются два этапа. Первый этап отвечает времени образования формации гемипелагических осадков с горизонтами турбидитов, флюксотурбидитов и эдафогенных брекчий и синхронных ей формаций толентовых базальтов и андезитобазальтов и терригенной с кремнями. Время их накопления охватывает кембрий, тремадок. Второй этап — с начала аренига — время образования олистостромовых толщ, непосредственно предшествующих накоплению мощной флишевой формации среднего аренига, лланвирна и лландейло, которая в данной работе не рассматривалась.

На шельфе в раннем палеозое шло накопление карбонатных формаций с кремнисто-фосфоритовой формацией в основании, у подножия континентального склона — терригенной с кремнями. Морфология бассейна была довольно сложной. Существовали отдельные глубоководные котловины, в которых накапливались гемипелагические глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые илы. Отсутствие в разрезах этих комплексов карбонатных пород, несмотря на то, что в шельфовой зоне бассейна карбонатонакопление было основным седиментационным процессом (тамандинская серия Таласо-Каратауской зоны), является доказательством накопления осадков ниже уровня карбонатной компенсации в раннем палеозое, который в современных водоемах определяется глубиной 4,6 км, а вблизи континентов 3—3,5 км [27]. Структуры и текстуры слагающих породную ассоциацию осадков свидетельствуют о формировании их глубоководными придонными (контурными) течениями. Рельеф глубоководной котловины осложнялся локальными поднятиями тектонического и вулканического происхождения, которые влияли на седиментацию, поставляя в бассейн осадконакопления вулканокластику, граувакковый и кремневый обломочный материал. Они привносились в зону захоронения осадков оползнями, зерновыми и в меньшей степени турбидными потоками, возникавшими на склонах этих поднятий. Влияние привноса обломочного сиалического материала с континента здесь не отмечается, за редким исключением, что свидетельствует о больших размерах глубоководного бассейна, большой удаленности от континента.

Глубоководные котловины сопрягались с протяженными поясами вулканических построек, возвышавшимися над ними.

Практически по всем районам Северного Тянь-Шаня сохранились останцы предаренигского тектонического покрова, шарьированного на вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. Судить о составе слагающих покров пород можно по относительно мало нарушенным останцам его, — каракаттинским олистостромам и глыбам карбонатных пород в долонских олистостромах.

Возраст карбонатных пород, судя по найденным в глыбах остаткам бентосной фауны и аренигских граптолитов в перекрывающих слоях, определяется интервалом $E_2 + O_1$. Поскольку тем же возрастом датируются вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, на которые были шарьированы карбонатные пластины, области карбонатакопления представляли собой самостоятельные фациальные зоны, существовавшие параллельно с другими зонами. Положение их в седиментационном бассейне не ясно, поскольку пока не обнаружены места их автохтонного залегания. Ими могли быть зоны шельфа, расположенные к юго-западу от глубоководных седиментационных ванн, области внутренних поднятий (Макбало-Бурханское) с сиалической корой и вулканические постройки.

Время формирования олистостромовых толщ раннего аренига датирует начало тектонического сучивания, приведшего к замыканию раннегеосинклинальной структуры Северного Тянь-Шаня. Процесс этот сопровождался первым интрузивным магматизмом (гранодиориты, кварцевые диориты и монцониты, плагиограниты ногайсайского и алмалинского раннеордовикских комплексов). Процесс сучивания и шарьирования создал сильно расчлененный рельеф дна бассейна, где кордильеры сопрягались с остаточными глубоководными котловинами, в которых происходило накопление мощных флишевых толщ среднего аренига — лланвирна — лландейло, начинающихся долонскими гравитационными олистостромами. Ведущим процессом их формирования являются подводные оползни, разнос материала турбидными и зерновыми потоками. В составе обломочного материала в обилии появляется и сиалический (граниты, кварциты, различные сланцы), свидетельствующий о приближении зон седиментации к континентальному шельфу. Этот процесс привел к максимальному пространственному сближению и шарьированию описанных разнофациальных комплексов раннего палеозоя, которое наблюдается в современной структуре Северного Тянь-Шаня. Формации $E + O_1$ превращены в узкую полосу с высокой степенью сучивания и представляют собой пакет тектонических пластин с различным формационным наполнением.

Особенности строения разрезов вулканогенно-осадочной серии и их пространственные взаимоотношения приводят к выводу о зональной дифференциации нижнепалеозойских отложений Северного Тянь-Шаня, которая позволяет реконструировать обширный морской бассейн с гемипелагической седиментацией, с отмелями поясов вулканических построек и карбонатной седиментацией. Типовые формационные ряды западной части Северо-Тянь-Шаньской области можно отождествлять с основными палеогеографическими элементами пассивной континентальной окраины — соответственно шельфом, континентальным склоном и его подножием.

Перемежаемость структур с субокеаническим и континентальным типами земной коры, тип осадочного процесса и характер вулканизма позволяют сравнивать палеоструктуру Киргизско-Терской зоны Северного Тянь-Шаня с современными краевоморскими областями типа Филиппинского или Японского морей.

Литература

1. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.
2. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
3. Геология СССР. Т. 25. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 77 с.
4. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм//Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 396. 222 с.

5. Гесь М. Д. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье (Северный Тянь-Шань)//Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 4. С. 931—933.
6. Гесь М. Д., Макарычев Г. И. Рифейские и кембрийские базальтоиды Северного Тянь-Шаня и их значение для анализа тектоники//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 66—76.
7. Зима М. Б. Граптолитовые комплексы ордовика Северной Киргизии//Граптолиты СССР (Тр. I Всесоюз. colloквиума). Новосибирск: Наука, 1977. С. 36—40.
8. Ильинская М. Н., Максумова Р. А. Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан)//Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 3. С. 696—699.
9. Ильинская М. Н., Максумова Р. А. Телепирокластические отложения в составе курганской свиты (венд) Таласо-Каратауской зоны//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 1. С. 96—99.
10. Киселев В. В., Королев В. Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981. 183 с.
11. Колосов П. Н., Максумова Р. А., Королев В. Г., Коновод А. В. Находка растительных микроорганизмов нижнего кембрия в каракаттинской свите Северного Тянь-Шаня//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 123—128.
12. Коновод А. В. Петрохимические особенности геосинклинальных вулканитов западной части Киргизского хребта (Тез. докл. молодых ученых на научн. конф., посвященной 60-летию образования СССР). Фрунзе: Илим, 1982. С. 153—154.
13. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 94 с.
14. Лихт Ф. Р., Астахов А. С., Боцул А. И. и др. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1983. 286 с.
15. Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня//Геотектоника. 1981. № 4. С. 57—72.
16. Максумова Р. А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана//Фрунзе: Илим, 1980. 150 с.
17. Максумова Р. А., Коновод А. В., Огуцова Р. Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта (стратиграфия, петрохимическая характеристика, тектоническая позиция)//Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 43—64.
18. Митрофанова К. В., Васильев Д. Г., Клишевич В. Л., Квятковский А. Р. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта//Сов. геология. 1983. № 8. С. 95—103.
19. Мурдмаа И. О. Океанские фации//Геология океанов: осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 104—156.
20. Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах//Тр. ГИН АН СССР. 1979. Вып. 337. 236 с.
21. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
22. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии./Под ред. Осмонбетова К. О. Т. I. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.
23. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал)//Тр. ГИН АН СССР, 1978. Вып. 311. 232 с.
24. Фролов В. Т. Принципы генетической типизации морских и океанических отложений//Тез. докл. I съезда сов. океанологов. Вып. 3. М.: Наука, 1977. С. 119—120.
25. Хворова И. В., Руженцов С. В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение I//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 3—15.
26. Христов С. Е., Чернышук В. П. Стратиграфия и структурные элементы нижнепалеозойских отложений западной части Джумгалского хребта (Северный Тянь-Шань)//Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 79—92.
27. Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line//Pelagic sediments: on land and under the sea. Spec. Publ. № 1. Intern. Sediment. Assoc. Sedimentologists. L., 1974. P. 11—48.
28. Bouma A. H. Sedimentology of some flysh deposits: Agraphic approach to facies interpretation. Amsterdam — New York: Elsevier, 1962. 168 p.
29. Dzulinski S., Ksiazkiewicz M., Kuenen Ph. H. Turbidites in flysh of the Polish Carpathian Mountains//Bull. Geol. Soc. America. 1959. V. 70. № 8. P. 1089—1118.
30. Hubert J. E. Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by oceanobottom currents rather than turbidity currents//J. Geol. 1964. V. 72. № 6. P. 757—785.
31. Illies H. Die Entstehungsgeschichte eines Maars in Süd Chile (Ein actuogeologischer Beitrag zum Problem des Maar-Vulcanismus)//Geol. Rundschau. 1959. B. 48. P. 232—248.
32. Sibley D. F., Pentony K. L. Provenance variation in turbidite sediments, sea of Japan//J. Sediment. Petrol. 1978. V. 48. № 4. P. 1241—1248.

Институт геологии АН КиргССР,
Фрунзе

Поступила в редакцию
6.VI.1986

УДК 553.67(517)

НОВЫЙ ТИП ЦЕОЛИТОВ ВУЛКАНОГЕННО-ЛИМНИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)

**ПЕТРОВА В. В., БАДАМГАРАВ Д., СОКОЛОВА А. Л.,
СЕРЕБРЕННИКОВА Н. Д.**

Описаны литология, минералогия и генезис двух крупных цеолитопроявлений, открытых на юге МНР. Приводятся свойства основного цеолита — клиноптилолита и ассоциирующих с ним минералов. Обсуждается механизм формирования цеолитов.

Целенаправленный поиск цеолитолитов на территории МНР был начат в 1984 г. силами Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции по инициативе А. Г. Коссовской [5]. Предпосылкой для постановки работ явился анализ истории геологического развития МНР. Первоначально наиболее перспективными объектами на цеолитоносность были выбраны широко распространенные по всей территории МНР вулканогенно-осадочные породы цаган-цабской свиты (J_3 — K_1 сс). Этот выбор базировался на данных предыдущих исследователей [2, 8, 11, 12 и др.], показавших, что в верхнеюрский — нижнемеловой периоды на востоке, северо-востоке, в центре и на юге территории происходило интенсивное вулканическое горообразование с накоплением мощных эффузивных потоков. В связи с тем, что указанная территория была в этот период покрыта крупными изолированными озерными бассейнами разной солености, извержения в ряде мест носили подводный характер, и стекловатый материал мог накапливаться в водоемах. Это создавало благоприятные условия для разложения реакционноспособного стекла, формирования на его основе новообразованных минералов, и в частности цеолитов. Предполагались и другие возможности цеолитообразования, такие, как: а) непосредственное хемогенное осаждение цеолитов из минерализованных вод палеоозер; б) формирование цеолитовой минерализации в процессе диагенетического старения вулканогенно-осадочного материала; в) гидротермальный синтез цеолитов.

Первые же полевые сезоны 1983—1984 гг. привели к обнаружению значительных по площади и мощности выходов цеолитов [5]. Особенностям генезиса и аутигенной минералогии двух из них посвящена настоящая статья.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ И АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Оба цеолитопроявления — Тушлег и Цаган-Цаб расположены в пределах Восточно-Гобийского аймака, первое в 12 км к югу, а второе в 30 км к юго-западу от аймачного центра г. Сайн-Шанд. Выходы цеолитизированных пород представляют собой серию холмов (высотой 15—20 м на Тушлеге и 4—6 м на Цаган-Цабе) белого и зеленовато-белого цвета, сложенных переслаиванием осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В пределах цеолитопроявления Тушлег наблюдаются три изолированных участка: восточный, юго-восточный и западный. В настоящей статье рассматривается состав и строение только восточного участка площадью около 1×3 км. Площадь цеолитопроявления Цаган-Цаб $\sim 1,5 \times 1,5$ км.

Геологический возраст осадков, слагающих оба цеолитоносных участка, определен достаточно точно по фауне. Он отвечает выделяемым на территории Южной Монголии цаган-цабской (J_3^3 — K_1 сс) и шинхудук-

ской (K_{1shh}) свитам [2, 3, 12]. На основании палеогеографической реконструкции истории развития территории МНР в это время В. Ф. Шувалов [12] выделил следующие основные черты региона.

1. Главные геологические структуры наследовались от более ранних этапов развития региона и характеризовались существованием горных сооружений и разделяющих их межгорных и внутригорных впадин. Тектонические движения непосредственно в цаган-цабское время привели к усложнению внутренней структуры некоторых поднятий, обновлению старых и возникновению новых активных вулканических построек, к расширению многих ранее существовавших и появлению новых небольших по размерам и глубине впадин.

2. Рельеф региона направлен (от цаган-цабского к шинхудукскому времени) постепенно выравнивался. К концу эпохи горные сооружения сохранялись лишь в наиболее приподнятых осевых частях.

3. Климат был неоднородным: относительно влажные эпохи чередовались с более засушливыми, наблюдались сезонные колебания погоды.

4. Большая часть впадин была заполнена сточными и бессточными, пресными или слабосоленоватыми бассейнами. Основным типом осадконакопления был лимнический.

5. Тектонические подвижки, хорошо расчлененный рельеф и развитая гидросеть способствовали в ранние периоды цаган-цабского времени накоплению в бассейнах седиментации грубого обломочного материала, который постепенно сменялся преобладающими в разрезах псефитовыми и псаммитовыми разностями осадков, содержащих на поздних этапах (верхнецаган-цабский — нижнешинхудукский возраст) маломощные линзы и локальные прослои конгломератов.

6. Активные вулканы на протяжении всего неокома были поставщиками в бассейны седиментации обильного туфового материала.

Перечисленные черты четко проявились и в конкретных литологических разрезах обоих цеолитопроявлений. Ритмичное построение толщ, площадная выдержанность даже маломощных прослоев, их округло-изометричное распределение и наличие тонкой слоистости свидетельствуют о лимническом характере осадконакопления этих разрезов. Литологический состав осадков, характер распределения материала, видовой состав фауны дают основание полагать, что, несмотря на то что бассейны седиментации современных цеолитопроявлений были разобщены, в каждом из них осадкообразование начиналось с грубого кластогенного материала и формирования туфогенно-осадочной толщи, отражающей характер аккумуляции вещества начальных этапов цаган-цабского времени. Более поздняя и более спокойная в тектоническом отношении история развития региона привела к накоплению в разрезах осадочно-туфогенной толщи, которая в пределах Цаган-Цаба по сравнению с Тушлегем не только мощнее, но и значительно насыщеннее вулканогенным (туфовым) материалом. Заключительные этапы осадконакопления на обоих участках вновь характеризовались повышенным привносом кластогенного материала, однако прослои конгломератов отмечаются на границе цаган-цабского и шинхудукского времени только в разрезе Тушлега. В пределах Цаган-Цаба в это время отмечается накопление грубых туфопесчаников. В шинхудукское время в обоих разрезах были сформированы маломощные туфогенно-осадочные толщи.

Следует отметить, что в последующие этапы жизни региона породы шинхудукской свиты в данном регионе не перекрывались более молодыми осадками.

В каждом из разрезов выделенные толщи подразделяются на ряд пачек. Детальное описание литологии и минерального состава этих пачек приводится отдельно для каждого цеолитопроявления.

Участок Цаган-Цаб. Литологическая колонка участка приведена на фиг. 1, а. Ее описание снизу вверх от более древних цаган-цабских пород (пачки I—VII) к более молодым (пачка VIII) приводится ниже.

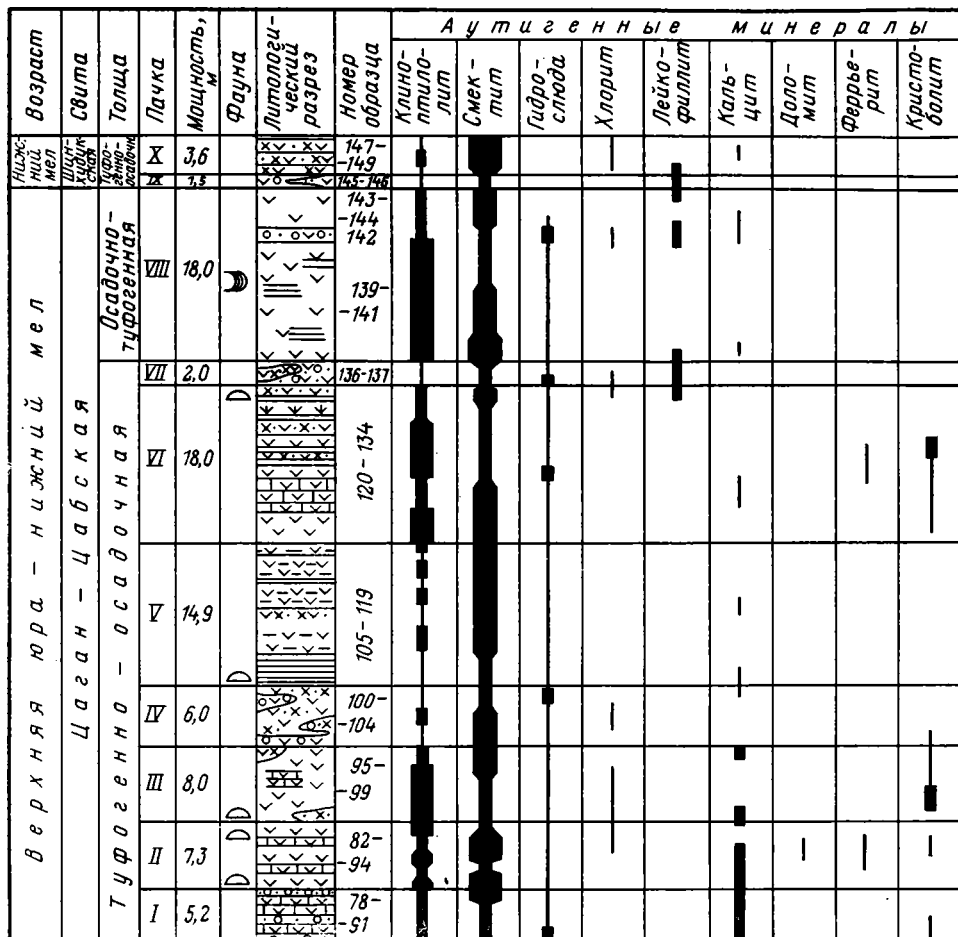
Нижняя туфогенно-осадочная толща включает в себя I—IV пачки и характеризует этап накопления в низах разреза грубого кластогенного

Возраст	Свита	Толща	Пачка	Мощность, м	Фауна	Литологический разрез	Номер образца	Аутигенные минералы			
								Клино-тилолит	Смектит	Христо-валит	Кальцит
Верхняя юра — нижний мел	Цаган — Цабская	Осадочно — туфогенная	VIII	3,5			256-262				
				4,0			254-255				
				11,0			246-254				
							238-245				
							237				
			V	39,0			236-235				
							234				
							233				
							232				
							231				
			IV	18,5			230				
				5,9			218-229				
				12,0			217				
				11,1			216-215-214-210				

материала, прослоев туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов и довольно мощных, иногда линзовидных прослоев туффитов.

Пачка I — переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников, аргиллитов, иногда туффитов и туфопесчаников. Осадочный материал хорошо окатан, представлен в песчаниках кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, лейстами биотита, обломками эффузивов; в гравелитах и конгломератах, кроме того, присутствуют обломки интрузивных и метаморфических пород; цемент — поровый и соприкосновения, смектит-гидрослюдистый с небольшим количеством карбоната, или карбонатно-глинистый. Цеолиты (до 35% объема породы) встречаются только в туфогенных разностях. Общая мощность пачки до 10 м, мощность отдельных прослоев от 0,1 до 3 м.

Пачка II — туффит псефопсаммитовый витрокластический, с кварцем, плагиоклазом, биотитом и обломками эффузивов. Содержание обломочной составляющей 5—15%. Стекло цеолитизировано, смектитизировано, карбонатизировано. Содержание цеолита около 35% объема породы. Отмечаются редкие маломощные прослои туфопесчаника. Общая мощность пачки до 20 м.



Фиг. 1. Литологические разрезы цеолитизированных пород и аутигенные минералы (А — Цаган-Цаб, Б — Тушлег)

1 — конгломерат; 2 — гравелит; 3 — песчаник; 4 — алевролит; 5 — торфовидный алевролит; 6 — туфо-конгломерат; 7 — туфопесчаник; 8 — туфоалевролит; 9 — туффит; 10 — карбонатизированный туффит; 11 — ископаемые рыбы; 12 — ископаемые насекомые; 13 — филлоподы; 14 — остракоды; 15 — флора

Пачка III — тонкое переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов. Обломки слабо окатаны, состоят из кварца, полевых шпатов, биотита, встречаются роговая обманка и апатит. Цемент комбинированный, соприкосновения и выполнения, смектитовый, карбонатный, занимает до 40% объема породы. Присутствуют фосфориты, рудные (Fe — Mn) выделения, растительные остатки. Стекло вулканогенной составляющей смектитизировано, карбонатизировано, цеолитизировано. Цеолит отмечается также в поровых пространствах. Общее содержание цеолита до 15% объема породы. Мощность пачки около 6 м, мощность отдельных прослоев от нескольких миллиметров до 2 м.

Пачка IV — переслаивание уплотненных тонкорассланцованных туфоаргиллитов и туффитов. Туфоаргиллиты смектитовые, слабокарбонатные, ленточной текстуры, содержат мелкие обломки кварца, слюды, стекла и примазки органического вещества. В туффите содержание осадочной составляющей около 40%. Обломочный материал почти не окатан, состоит из кварца, плагиоклаза, биотита. Вулканогенная составляющая — цеолитизированное стекло. Содержание цеолита — 30—40% объема породы. Общая мощность пачки до 20 м. Мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 10 м.

Таблица 1

Химический состав цеолитизированных туффитов, вес. %

Оксид	Цаган-Цаб								Тушлер		
	I (3)	II (2)	III (1)	IV (1)	V (3)	VI (4)	VII (1)	VIII (1)	III (1)	VIII (2)	X (1)
SiO ₂	63,60	63,54	63,80	64,59	65,09	63,84	69,06	64,58	63,55	67,33	63,64
TiO ₂	0,21	0,21	0,30	0,29	0,18	0,20	0,17	0,21	0,25	0,25	0,29
Al ₂ O ₃	12,55	12,30	13,53	14,29	12,76	12,04	12,13	14,38	12,39	11,97	14,20
Fe ₂ O ₃	2,11	0,87	2,69	0,44	1,34	2,82	0,79	0,64	1,44	1,65	1,82
FeO	0,35	0,25	0,14	0,35	0,18	0,22	0,18	0,24	0,38	0,20	0,29
CaO	1,47	2,43	2,66	2,45	2,36	1,83	2,31	2,96	4,56	1,93	3,13
MgO	1,74	1,41	0,88	0,92	1,09	1,00	0,50	1,34	2,05	2,34	1,90
MnO	0,01	0,01	Следы	0,01	0,01	0,01	Следы	0,25	0,01	0,02	0,01
Na ₂ O	2,80	3,16	3,43	4,70	3,27	3,00	3,61	4,16	1,88	1,20	2,70
K ₂ O	2,87	2,86	3,44	3,29	3,34	3,52	3,33	3,86	4,00	4,42	2,87
H ₂ O ⁺	6,24	6,66	4,09	4,88	5,06	5,42	3,52	3,84	5,15	4,08	4,56
H ₂ O ⁻	6,06	5,64	4,42	3,42	5,02	5,79	3,74	2,14	3,61	4,06	3,91
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,12	0,01	0,04	0,01	0,01	0,04	0,06	0,03	0,02
	100,07	99,38	99,50	99,64	99,74	99,70	99,44	99,64	99,33	99,48	99,34

Примечание. Анализы выполнены методами «мокрой» химии (аналитики Е. В. Черкасова, Н. Л. Калашникова); римские цифры — номера пачек, в скобках — число анализов.

Таблица 2

Главные химические составляющие аутигенных минералов

	Цаган-Цаб			Тушлер			
	281 (9)	249 (3)	97 (1)	84 (8)	84a (5)	136 (3)	99 (2)
SiO ₂	67,38	68,19	76,22	63,22	64,17	54,53	64,37
Al ₂ O ₃	12,23	12,66	14,49	12,35	11,39	12,37	16,27
Fe ₂ O ₃	0,20	Не обн.	0,04	0,08	Не опр.	4,99	4,39
MgO	0,50	0,61	0,80	1,10	2,73	5,70	4,14
CaO	2,17	2,05	2,07	2,76	0,63	0,04	0,96
Na ₂ O	0,41	0,30	0,10	0,88	0,09	2,01	0,04
K ₂ O	1,23	0,87	2,83	1,95	0,82	7,84	2,10

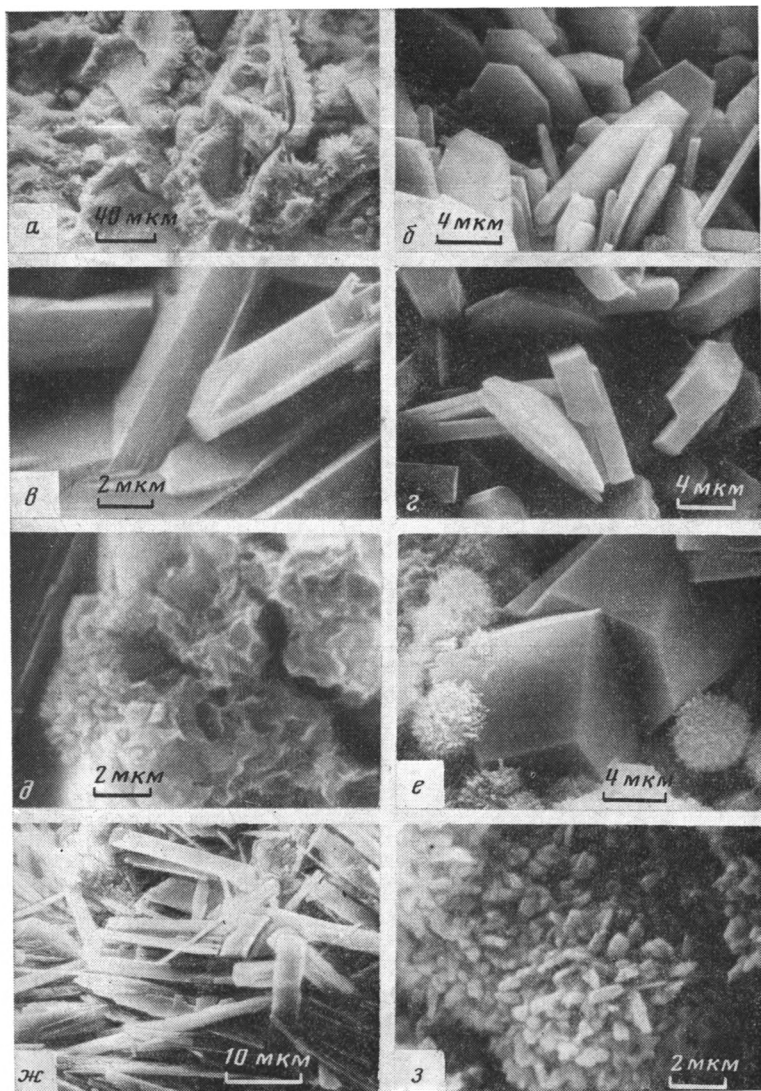
Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе «Камебакс» (аналитики Г. В. Карпова, В. Г. Сеинин). Обр. 281, 249, 97, 84 — клиноптилолит; обр. 84a — феррьерит, обр. 136 — лейкофиллит, 99 — смектит; в скобках приведено число анализов.

Центральная осадочно-туфогенная толща включает V—VII пачки. Характеризует этап интенсивного накопления осадочно-вулканогенного материала в однородных условиях и представляет собой переслаивание туффитов и туфопесчаников.

Пачка V — переслаивание туффитов, туфопесчаников и уплотненных туфоаргиллитов. Для туффита характерна тонкослоистая текстура, выраженная в чередовании прослоев, различающихся по гранулометрическому и вещественному составу. Прослой хорошо выдержан по простиранию, лишь местами наблюдается смятие слоев. Туффит витрокластический, содержание осадочной компоненты от 5 до 40%. Обломочная составляющая — кварц, плагиоклаз, реже обломки эффузивных пород и кварцитов, встречены зерна циркона, есть апатит. Туфопесчаник полевошпат-кварцевый с большим количеством эффузивных пород, иногда измененных, есть биотит, пироксен, роговая обманка. Соотношение обломочной и вулканогенной составляющих примерно равное. Цеолитизировано стекло, изредка цеолит наблюдается в поровых пространствах.

Мощность отдельных прослоев от нескольких миллиметров до нескольких метров. Наиболее мощные прослои могут достигать 12 м.

Пачка VI — туффит витрокластический с обломками кварца, плагиоклаза, биотита, реже циркона, апатита и сфена. Количество кварца и щелочных минералов увеличивается в верхней части разреза. Содержание осадочного материала составляет 5—10, редко до 20%. Полосчатая текстура туффита, обусловленная чередованием слоев различно-

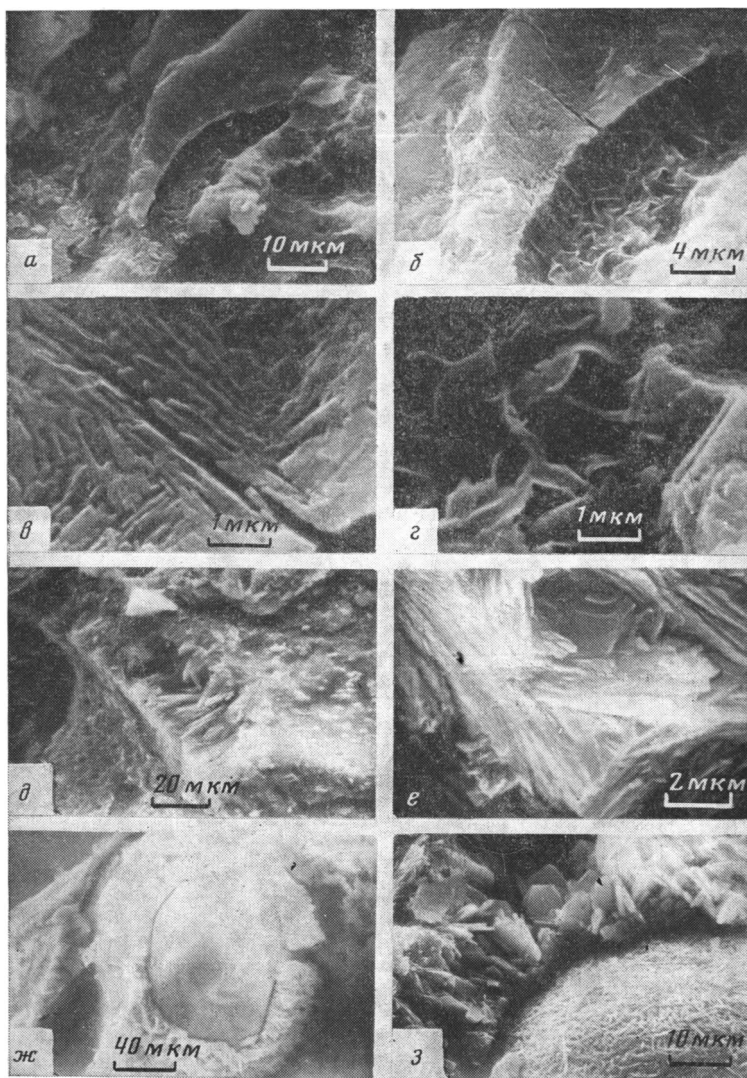


Фиг. 2. Морфология аутигенных минералов цеолитов (сканирующий электронный микроскоп)

а — псевдоморфозы клиноптилолита по вулканическому стеклу; *б—г* — морфологические разновидности кристаллов клиноптилолита; *д—е* — замещение короткостолбчатых кристаллов клиноптилолита (*д* — смектитом и феррьеритом, *е* — феррьеритом); *ж, з* — морфологические разновидности феррьерита. (*а—г* — Цаган-Цаб; *д—з* — Тушлер)

го гранулометрического состава, осложнена шаровой отдельностью, характерной для разностей туффита, содержащих наименьшее количество осадочного материала. Можно предполагать, что пепловый материал претерпел минимальный перенос и непосредственно после извержения попал в водную среду, что и обуславливало образование шаровой отдельности при его уплотнении. Витрокластический состав пачки обуславливает и ее максимальное преобразование. Содержание цеолита в ней 60—80% — наивысшее во всем разрезе. Общая мощность пачки до 20 м.

Пачка VII — туфопесчаник. Содержание осадочной составляющей 50—60%. Обломочный материал более окатан, чем в предыдущих пачках, и содержит значительно меньше биотита. Стекло вулканогенной составляющей цеолитизировано и смектитизировано. Содержание цеолита 30—40% объема породы. Мощность пачки около 5 м. Туфопесчаник пронизан сетью поздних трещин, ориентированных вкрест простирания слоистости. Трещинки заполнены кварцем и гидроокислами марганца.



Фиг. 3. Особенности цеолитизации вулканического стекла (сканирующий электронный микроскоп)

a — участок цеолитизированного туффита, снятый при увел. 2000 (отчетливо видна рогульчатая форма исходного стекла); *б* — то же, увел. 5000, видны «неровности» на поверхности стекла; *в* — то же, увел. 20 000, видно, что «неровности» представляют собой полные псевдоморфозы кристаллов цеолита, развивающихся по стеклу; *г* — то же, увел. 20 000, кристаллы смектита в микропоровом пространстве; *д* — замещение стекла клиноптилолитом с ростом отдельных кристаллов в поровое пространство; *е* — скрытокристаллические агрегаты клиноптилолита, развивающиеся по стеклу; *ж* — образование цеолитовой оторочки вокруг песчинки кварца; *з* — то же, крупнее, отчетливо видны кристаллы клиноптилолита, окружающие кристобалитизированный по поверхности кварц

Верхняя маломощная туфогенно-осадочная толща представлена одной пачкой (VIII) и содержит пресноводную фауну шинхудукского горизонта.

Пачка VIII — переслаивание туффитов и туфопесчаников. Туфопесчаники на 60% состоят из слабоокатанных обломков кварца (кварцита, халцедона), полевого шпата (плагиоклаз, калиевый полевой шпат), реже биотита, пироксена, эпидота и эффузивных пород. Стекло вулканической части цеолитизировано и смектитизировано. Общее содержание цеолита до 30%. В верхних частях разреза туфопесчаники интенсивно ожелезнены и содержат небольшое количество марганца. Туффиты пелитовой и алевропелитовой размерности. Содержание обломочной

составляющей 5—10, редко до 40%. Ее состав: кварц, плагиоклаз, биотит. Вулканогенная составляющая — витрокластический туф. Стекло цеолитизировано. Содержание цеолита колеблется от 20 до 60%, уменьшаясь в верхних частях разреза. Мощность пачки до 7 м, мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 3 м.

В целом содержание цеолитов в породах разреза составляет от 10 до 80%. Высокие количества отмечаются в туфогенных разностях, при этом максимальное значение (60—80%) наблюдается в туффитах пачки VI.

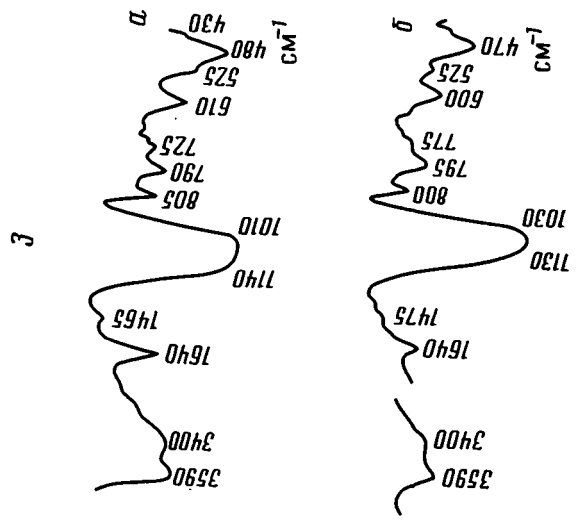
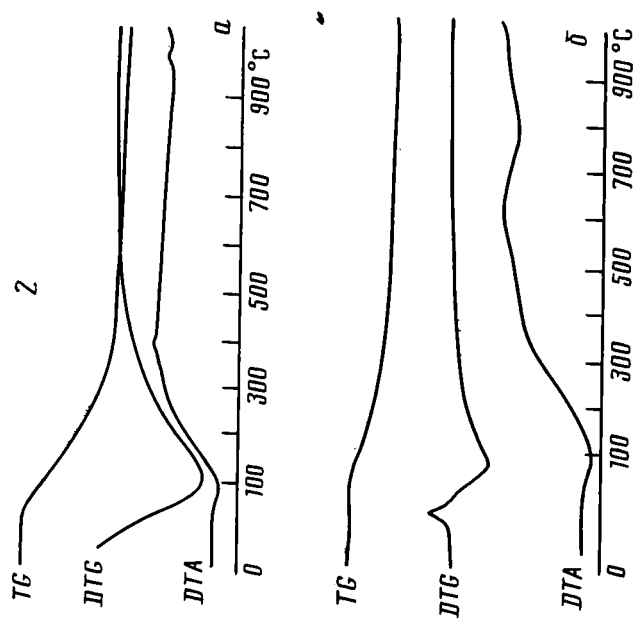
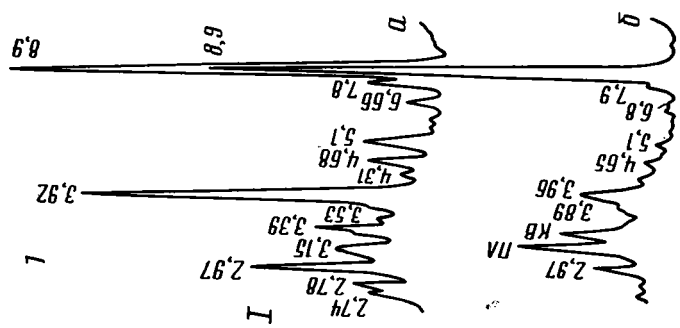
По химическому составу цеолитолиты всего участка достаточно однородны (табл. 1). Содержание SiO_2 в среднем составляет 62—64%, повышаясь до 69% в слабо окремнелых туффитах вблизи тектонических нарушений. Величина $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ варьирует от 4,14 до 6,40. Количество CaO , Na_2O и K_2O примерно равное (см. табл. 1). Эти данные сравнимы с химическими составами цеолитолитов месторождений Гейзерное на Камчатке и Крайниково в Закарпатье, однако прямых аналогий проводить нельзя, так как на валовый состав монгольских пород оказывает влияние неразложившееся исходное стекло и присутствующий в цеолитоносных туффитах терригенный материал. В частности, резко по сравнению с составом чистого цеолита (табл. 2) в цеолитолитах завышено содержание Na_2O . Поэтому технологические свойства монгольских цеолитолитов могут резко отличаться от таковых, известных для месторождений СССР.

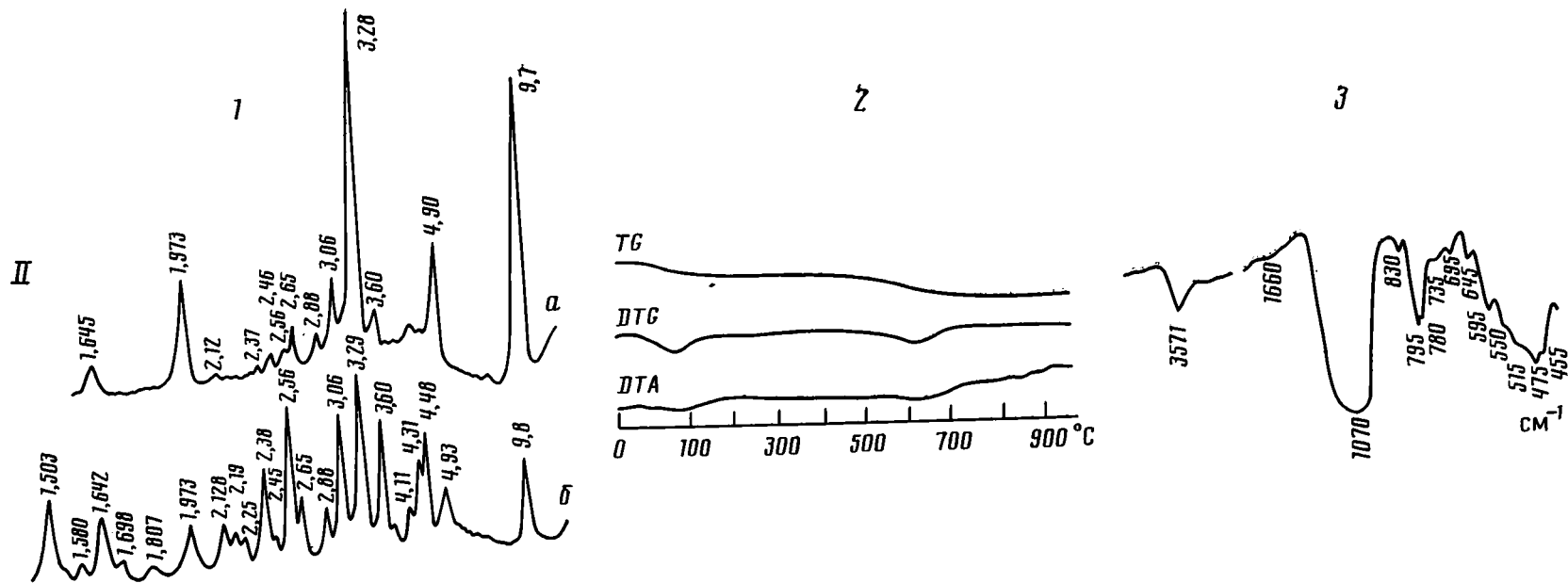
Аутигенные минералы. Единственным определенным в пределах участка Цаган-Цаб цеолитом является *клиноптилолит*. По морфологии и генезису выделяются пластинчатые (фиг. 2, б; 3, з), коротко- и длинностолбчатые (см. фиг. 2, в, г) кристаллы, образовавшиеся в условиях свободного роста в микропоровых пространствах, и скрытокристаллические агрегаты, образующие псевдоморфозы по стеклу (см. фиг. 3, е). И те, и другие дают четкие клиноптилолитовые рентгенограммы (фиг. 4), но дифрактограммы скрытокристаллических разностей содержат большее количество пространственных рефлексов hk . В зависимости от морфологических особенностей кристаллов сильно варьируют интенсивности отражений рефлексов $[020]$ с $d=8,9$ Å и плохо разрешающейся группы рефлексов с индексами $[132]$, $[004]$, $[042]$, сливающихся в один широкий максимум с $d\approx 3,93$ Å. Наивысшая интенсивность отражения $[020]$ характерна для клиноптилолитов с пластинчатой формой кристаллов, в то время как у скрытокристаллических или короткопризматических разностей интенсивности рефлекса $[020]$ и усредненного отражения с $d\approx 3,93$ Å могут быть равными или последний становится наиболее интенсивным. Клиноптилолит термически устойчив и выдерживает нагревание в течение 15 ч при 550°C и последующих 2 ч при 700°C без изменения рентгенограммы.

По катионному составу клиноптилолит относится к Ca—K-разности, содержащей небольшое количество Na (см. табл. 2). Величина Si/Al находится в пределах 4,38—4,87. Однако колебания в содержании отдельных компонентов значительны и составляют, вес. %: SiO_2 62,7—72,5; Al_2O_3 11,5—13,4; MgO 0,31—0,61; CaO 1,63—2,80; Na_2O 0,08—0,61; K_2O 0,76—2,06. Эти колебания наблюдаются даже в пределах единичного кристалла и можно отметить только слабую тенденцию к увеличению содержания кремнезема в наиболее крупных разностях. Количество воды в клиноптилолите варьирует от 5,5 до 11%, причем, как следует из анализа ИК-спектров и термических кривых, это связано и с кристаллизационной, и с сорбционной водой.

Таким образом, цаган-цабский клиноптилолит обладает свойствами, типичными для данного минерала, и, по-видимому, при практическом применении цеолитолитов Цаган-Цаба следует учитывать его Ca—K-катионную специфику, а не валовый состав породы.

На участке Цаган-Цаб клиноптилолит является основным аутигенным минералом (см. фиг. 1, а). В парагенетической ассоциации с ним спорадически по разрезу и площади отмечаются смектит, кристобалит и каль-





Фиг. 4. Характеристики физических свойств клиноптилолита и лейкофиллита
 I — клиноптилолит (а — скрытокристаллический, б — полнокристаллический); II — лейкофиллит (а — природный образец, б — прокаленный до 550°С); 1 — рентгенограммы;
 2 — термограммы; 3 — ИК-спектры

цит (так как количество этих минералов мало, возможна лишь их рентгенодифрактометрическая диагностика).

Смектит развивается по исходному стеклу туффитов в основном в нижней части разреза и в самых его верхах. На дифрактограммах порошков смектитов рефлекс 060 располагается в угловом интервале, соответствующем значению d 1,496 Å, что отвечает диоктаэдрической разности минерала. Значение d малоуглового базального отражения 001 варьирует в пределах 11,6–14 Å, что соответствует K–Na, Ca–Na и Ca-формам смектита.

Кристобалит (опал СТ) встречается преимущественно в тектонически нарушенных участках разреза в зальбандах трещин, заполненных кварцем. В отдельных случаях наблюдаются оторочки кристобалита на поверхности зерен терригенного кварца. Регистрируемое на дифрактограммах отражение [101] со значением d , равным 4,04–4,08 Å, отвечает низкотемпературной разности минерала.

Кальцит редок. В большинстве случаев цементирует зерна и обломки пород в туфопесчаниках, туфогравелитах и конгломератах. В редких случаях замещает уже ранее клиноптилолитизированное и смектитизированное стекло.

Среди поздних минералов на участке Цаган-Цаб отмечены также гипс, галит и фосфаты, однако они приурочены к участкам разреза, обогащенным терригенным материалом, имеют явно наложенный характер, отсутствуют в парагенезе с клиноптилолитом и поэтому в настоящей работе не рассматриваются.

Участок Тушлег. Так же как и в предыдущем случае, в разрезе цеолитизированных пород (см. фиг. 1, Б) можно выделить три толщи: две туфогенно-осадочные (пачки I–VII и IX–X) и разделяющую их осадочно-туфогенную (пачка VIII). Описание пачек дается снизу вверх от более древних цаган-цабских (пачки I–VIII) к более молодым — шинхудукским (пачки IX–X) отложениям. Возраст осадков определен по широко распространенным в них остаткам остракод.

Пачка I — конгломерат с прослоями карбонатизированных (до 90%) туффитов. Туффит витрокластический кварц-плагиоклазовый, с редкими обломками эффузивов. Содержание цеолита около 10% объема породы. Мощность пачки 5,2 м.

Пачка II — переслаивание светло-зеленых и светло-серых карбонатизированных туффитов с тонкими прослоями глин (до 0,1 м) и туфопесчаников (до 0,2 м). Минеральный состав туффитов: кварц, плагиоклаз, обломки эффузивных и интрузивных пород, погруженные в цеолитизированное, смектитизированное и гидрослюзидизированное стекло. Содержание осадочной составляющей 40–50%. Среднее содержание цеолита 15% объема породы. Карбонатизация туффита — поздний процесс. Кальцит и в редких случаях доломит развиваются по всем компонентам породы, включая цеолиты. Общая мощность пачки 7,3 м.

Пачка III — туффит серовато-белый, витрокластический с кварцем, плагиоклазом, биотитом и обломками эффузивных и интрузивных пород. Текстура туффита шаровидная. Размер шаров от 3 до 50 см в диаметре, преобладают шары с диаметром 15–25 см. Внешняя зона шаров рыхлая, скорлуповатая — карбонатизирована, внутренняя плотная — цеолитизирована. В пределах пачки наблюдаются отдельные прослои серовато-зеленых плотных туффитов (мощностью до 0,1 м), туфогравелитов (до 0,3 м) и туфопесчаников (до 0,2 м). Среднее содержание цеолита до 20%. Общая мощность пачки 8 м.

Пачка IV — конгломерат с прослоями кварц-плагиоклазовых песчаников и псефитовых витрокластических туффитов. Содержание обломочной составляющей в туффите 40%; ее состав — кварц, плагиоклаз, опал, халцедон. Стекло цеолитизировано и смектитизировано. Содержание цеолитов до 10%. Мощность отдельных прослоев до 1 м. Мощность пачки 6 м.

Пачка V — переслаивание серовато-зеленых туфоалевролитов и голубовато-серых аргиллитоподобных глин. Встречаются прослои туфопес-

чаников. Туфоалевролит кварц-плагиоклазовый, иногда с обломками эффузивных пород. Содержание осадочной составляющей 50–60%. Вулканогенная часть — смектитизированное, частично цеолитизированное, реже карбонатизированное стекло. Содержание цеолитов 15–20%. Туфопесчаник — кварц плагиоклазовый с обломками эффузивных пород, встречаются биотит, эпидот. Цемент смектитизированное или частично цеолитизированное стекло, иногда карбонат. Содержание цеолитов 15–30%. Глина смектит-гидрослюдистая. Часто гидрослюдистые частицы ориентированы, что придает породе сланцеватость. Мощность глин 0,8–2,5 м, туфоалевролитов — 1,2–1,7 м, туфопесчаников — 0,2–0,5 м. Общая мощность пачки 14,9 м.

П а ч к а VI — переслаивание серовато-зеленых туффитов, голубовато-зеленых глин и буро-серых или серо-зеленых туфопесчаников. Туффит витрокластический с кварцем, плагиоклазом, биотитом, реже с роговой обманкой, с обломками эффузивных пород. Содержание осадочной составляющей 15–35%. Стекло смектитизировано и цеолитизировано. Содержание цеолитов 10–30%. Туфопесчаник граувакковый, большинство зерен хорошо окатано. Цемент поровый, местами базальный. Состав цемента — смектитизированное, цеолитизированное стекло. Содержание цеолитов 1–20%. Глина карбонатная, иногда гидрослюдистая, сланцевая. Мощность отдельных прослоев глин 1–5 м, туффитов и туфопесчаников — 1–3 м. Мощность пачки 18 м.

П а ч к а VII — конгломерат разногальечный с отдельными прослоями и линзами туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников. Размер галек 1–14 см, преобладает 6-сантиметровая хорошо окатанная галька. Состав галек, %: гранит 85, эффузивы 10, метаморфические породы 5. Цемент туффитовый. Пепловые частицы стекла в туффите лейкоксенизированы. Присутствие этой редкой гидрослюды придает всему пласту зеленовато-синюю окраску. Мощность пачки 2 м.

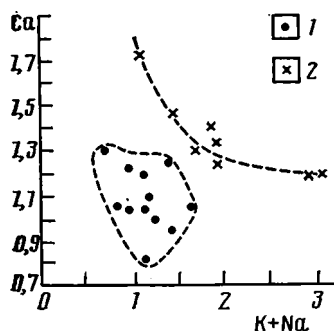
П а ч к а VIII — туффит шаровидной текстуры, с отдельными тонкими прослоями и линзами голубовато-зеленых аргиллитоподобных глин, с конгломератовыми прослоями. Цвет туффитов изменяется снизу вверх от белого до серовато-зеленого. Туффит витрокластический с кварцем, плагиоклазом, реже роговой обманкой, цирконом. Содержание обломочной составляющей 15–40%. Стекло смектитизировано и цеолитизировано. Содержание цеолитов 30–60%. В верхах пачки содержание осадочной составляющей в туффитах увеличивается до 50%, а содержание цеолитов уменьшается до 10–30%. Глина смектит-гидрослюдистая. Конгломерат разногальечный, размер гальки 3–18 см, преобладают гальки размером 8 см. Окатанность слабая. Состав, %: гранит 80, эффузивные породы 17, осадочные породы 3. Заполнитель — туфогравийник, туфопесчаник. В заполнителе содержание цеолита не более 5%. Мощность отдельных прослоев до 0,3 м, мощность пачки 18 м.

П а ч к а IX — конгломерат. Галька плохо окатанная, иногда щебенчатая, размером до 25 см (средний размер 10 см). Состав, %: гранит 70, эффузивы 20, метаморфические породы 6, кремнистые породы 4. Цемент песчано-гравийный с участками туффитового. Стекло туффита изменено с образованием зеленовато-синего лейкофиллита. Мощность пачки 1,5 м.

П а ч к а X — туфопесчаник с прослоями туфоалевролитов и глин. Туфопесчаник граувакковый (кварц, плагиоклаз, биотит, обломки эффузивных, метаморфических, магматических пород, широкий набор щелочных минералов, таких, как турмалин, эпидот, роговая обманка). Цемент порово-базальный, представлен смектитизированным и цеолитизированным стеклом. Содержание цеолитов 5–30%. Туффит витрокластический с кварцем, реже плагиоклазом. Содержание осадочной составляющей 40%. Стекло цеолитизировано, позднее карбонатизировано. Содержание цеолитов 10%. Глина смектит-гидрослюдистая. Мощность пачки 3,6 м.

Как и на участке Цаган-Цаб, максимальные количества цеолитов приурочены к туффитовым частям разреза и достигают в них 30–60%. Туфогенно-осадочные разности содержат от 5 до 20% цеолитов. Вало-

вый химический состав цеолитизированных туффовитов приведен в табл. 1. Содержание SiO_2 находится в пределах 63,5—69,1%; Al_2O_3 —11,8—14,2%. Значение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ колеблется от 4,4 до 5,8. Катионный состав неоднороден и составляет, вес. %: CaO 1,6—4,6; Na_2O 1,0—2,7; K_2O 2,4—6,4. По-видимому, такой разброс можно объяснить неоднородностью степени и характера преобразования исходного туффита. Как видно из описания разрезов, основными минералами, развивающимися по стеклу в парегнезе с цеолитом, являются смектит, гидрослюда и кальцит. Именно эти минералы могут влиять на валовое содержание в породе таких компонентов, как Ca , Mg , K . Тем не менее можно отметить, что в



Фиг. 5. Катионный состав клиноптилолита
1 — Цаган-Цаб; 2 — Тушлег
(количества Ca , K и Na даны в пересчете на 72 атома кислорода)

отличие от цеолитолитов Цаган-Цаба цеолитизированные туффовиты Тушлега более кремнистые, в них содержится меньше Na и больше K и Ca . Среди отечественных цеолитолитов нам не удалось найти аналогов полученному усредненному валовому химическому составу тушлегских пород, отличающихся высоким содержанием K_2O .

Аутигенные минералы. Клиноптилолит является основным цеолитом на Тушлеге. Выделяются две генерации минерала. Первая, наиболее распространенная, развивается по вулканическому стеклу (см. фиг. 3, а—в) и реже в поровых пространствах (см. фиг. 3, е). Кристаллы клиноптилолита I несут следы растворения или частично замещены карбонатом, смектитом (см. фиг. 3, д) и поздним цеолитом, присутствующим в виде шаровидных агрегатов мельчайших кристаллов (см. фиг. 3, е, з),

определить состав которых к настоящему времени не удалось. Такое сильное замещение не позволяет выделить фракции, целиком состоящие из клиноптилолита I. Вследствие этого микрозондовые химические анализы первой генерации клиноптилолита неточны и показывают широкий разброс в содержании всех порообразующих компонентов, %: SiO_2 62,06—76,22; Al_2O_3 17,49—15,57; FeO 0,04—4,38; MgO 0,80—4,23; CaO 0,42—2,07; Na_2O 0,03—0,28; K_2O 0,24—2,83. Наиболее точным нам представляется анализ, приведенный в табл. 2 (обр. 97), отвечающий K — Ca -разновидности минерала с подчиненным количеством Mg .

Вторая генерация клиноптилолита — поздняя и отмечается только в трещинных и поровых пространствах цеолитизированных туффовитов, претерпевших позднюю карбонатизацию. Клиноптилолит II встречается в виде розовых пластинчатых кристаллов размером 1 мм и их друзовых сростков. По химическому составу (см. табл. 2, обр. 84) он относится к Ca — K -разности минерала с величиной Si/Al , равной 4,2—4,8. Содержание порообразующих компонентов составляет, %: SiO_2 60—66; Al_2O_3 12—13; CaO 2,3—3,5; K_2O 1,0—2,6; Na_2O 0,4—1,6. Эти колебания наблюдаются даже в пределах единичного зерна. Отмечается обратная корреляция между содержанием в элементарной ячейке Ca и $\text{Na}+\text{K}$ (фиг. 5).

Феррьерит. В ассоциации с клиноптилолитом II отмечается феррьерит. Детальное описание этого редкого Mg -цеолита дано нами ранее, поэтому в настоящей работе приводятся только его основные свойства. Феррьерит встречается в виде спутанно-волоконистых или радиально-лучистых ватовидных агрегатов, состоящих из тончайших уплощенных кристаллов, длина которых в десятки раз превышает его ширину (см. фиг. 2, ж). В шлифах феррьерит отличим по относительно высокому для цеолитов (0,004) двупреломлению, показателям преломления $N_g = 1,486$ —1,487; $N_p = 1,482$ —1,483 и по характерной штриховке, отделяющей плотно спрессованные кристаллы феррьерита друг от друга и напоминающей двойниковые швы. Химический состав феррьерита приведен

Расчетные (I) и наблюдаемые (II) рентгеновские данные для феррьеритов

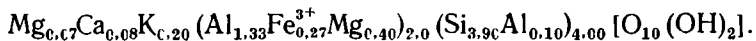
hkl	Британская Колумбия [16]			МНР			
	d, Å		I	hkl	d, Å		I
	I	II			I	II	
110	11,38	11,33	2	—	—	—	—
200	9,56	9,61	10	200	9,48	9,4	10
020	7,07	7,00	3	020	7,04	—	—
101	6,97	—	—	101	7,00	6,98	2
011	6,61	6,61	2	011	6,65	—	—
310	5,81	5,84	5	310	5,76	5,75	2
220	5,68	—	—	220	5,65	—	—
211	5,44	—	—	211	5,44	—	—
121	4,96	4,96	1	121	4,96	4,94	1
301	4,85	—	—	301	4,84	—	—
400	4,78	4,80	1	400	4,74	4,74	2
—	—	—	—	311	4,58	4,58	1
130	4,57	4,58	1	130	4,55	—	—
321	4,00	—	—	321	3,99	—	—
031	3,99	3,99	9	031	3,98	—	—
420	3,96	—	—	420	3,93	3,93	3
411	3,87	3,88	1	411	3,86	—	—
330	3,79	3,79	2	002	3,77	3,77	2
002	3,74	—	—	330	3,768	—	—
510	3,69	3,69	5	231	3,67	3,67	2
231	3,68	—	—	510	3,66	—	—
112	3,55	—	—	112	3,57	—	—
040	3,53	3,54	8	040	3,52	3,52	4
202	3,48	3,49	8	202	3,50	—	—
501	3,41	3,42	2	501	3,39	—	—
240	3,32	3,31	2	240	3,30	3,30	2
600	3,19	3,20	1	600	3,16	3,17	3
141	3,15	3,15	3	312	3,15	—	—
312	3,14	—	—	141	3,14	—	—
—	—	—	—	610	3,08	3,06	1
521	3,07	3,07	3	351	3,05	—	—
431	3,06	—	—	—	—	—	—
530	2,97	2,97	3	—	—	—	—
402	2,95	—	—	402	2,95	2,97	1
—	—	—	—	322	2,94	—	—
620	2,90	—	—	620	2,90	—	—
132	2,896	2,90	2	132	2,88	2,89	1
341	2,85	—	—	341	2,85	2,85	1
422	2,719	2,72	2	422	2,72	2,72	1
051	2,645	2,64	2	—	—	—	—
502	—	—	—	502	2,67	2,68	1
042	2,57	2,58	3	—	—	—	—
Далее данных нет				540	2,58	2,58	1
				602	2,42	2,43	1
				640	2,35	2,36	2
				632	2,15	2,14	2
				603	1,967	1,967	1
				533	1,913	1,910	2
				723	1,782	1,786	2
				643	1,717	1,721	1
				534	1,588	1,592	2

Примечание. Рентгенограмма феррьерита МНР проиндексирована С. И. Ципурским.

в табл. 2. По сравнению с феррьеритами, найденными в других регионах, феррьерит Тушлега довольно низкокремнистый (содержание SiO_2 от 57 до 64 вес.%) и низкощелочной, при этом K_2O резко преобладает над Na_2O . Количество MgO находится в пределах от 2,5 до 3,1 вес.%. Параметры элементарной ячейки: $a=18,96$; $b=14,08$; $c=7,54$ Å несколько отличаются от эталонных: параметры a и b занижены, а c завышен. Отличие параметров элементарной ячейки объясняет и отдельные отклонения в значениях d рефлексов на дифрактограмме минерала (табл. 3).

Смектит — наиболее распространенный аутигенный минерал на Тушлеге. Он развивается в пределах всех типов пород и встречается в ко-

личестве от 10 до 60% их объема. По данным рентгенографического исследования, смектит относится к диоктаэдрической разности ($d_{000} = 1,496-1,497$ Å). Наблюдаемые вариации значений d малоуглового базального отражения 001 для образцов в воздушно-сухом состоянии в пределах 12,8—15,0 Å отражают вариации состава обменных катионов в структуре минерала. Наиболее распространенной формой смектита является $K-Ca-Mg$ с $d(001) = 14,7$ Å. Химический состав фракции $<0,001$ мм, содержащей такой смектит с примесью рентгеноаморфного вещества (стекло) и кристобалита, приведен в табл. 2. Если учесть, что в анализе примерно 12% SiO_2 относится к свободному кремнезему, то структурная формула смектита будет иметь вид:



В соответствии с классификацией [4] смектит относится к высокозарядному $Al-Fe$ -монтмориллониту, так как удовлетворяет условию: $x \leq 0,2$; $0,2 \leq y \leq 0,5$ и $0,2 \leq z \leq 0,5$, где $x — Al(IV)$, $y — R^{2+}$, $z — Fe^{3+}$.

Гидрослюда. Отмечается по всей мощности разреза, но в небольших количествах. Развивается по первичным флогопиту и плагиоклазу. Ее наличие регистрируется на дифрактограммах по серии отражений 001 с $d(001)$, равным 10,1—9,9; 9,8; 9,9 Å, соответствующих воздушно-сухому, насыщенному глицерином и прокаленному при 550° С состояниям образца, что дает основание предполагать наличие в структуре слюдистого минерала от 5 до 20% разбухающих межслоев.

Лейкофиллит — редкий минерал группы слюд теоретического состава $KMgAlSi_4[O_{10}(OH)_2]$ широко распространен как псевдоморфоза по заполнителю в конгломератах. В породе лейкофиллит представляет собой скрытокристаллические агрегаты голубовато-зеленого цвета, иногда с жирным блеском. Мономинеральность состава фракции $<0,001$ мм позволила получить качественную порошковую дифрактограмму минерала, а также дифракционные кривые от ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и прокаленном при 550° С состояниях (см. фиг. 4). Минерал относится к диоктаэдрической слюде поли-типа 1М с параметрами ячейки: $a = 5,207$; $b = 9,018$; $c = 10,06$ Å; $\beta = 100,56^\circ$. При насыщении препарата глицерином наблюдается смещение первого базального отражения с 9,8 Å (воздушно-сухое состояние) до 9,7 Å, что связано с присутствием в минерале около 10% разбухающих 2 : 1 слоев. Термическая кривая лейкофиллита (см. фиг. 4) отличается от приводимых в литературе. Эндотермические эффекты при температурах 85 и 610° С несколько смещены и проявлены очень слабо. Общая потеря веса при нагревании составляет 6%. Смещения эффектов наблюдаются и на кривой ИК-спектра (см. фиг. 4). Особенно это относится к глубокому максимуму в области 3571 cm^{-1} , отражающему валентные колебания OH -групп.

Пересчет химического анализа (см. табл. 2) приводит к структурной формуле: $K_{0,73}Na_{0,30}(Al_{1,04}Fe_{0,30}^{2+}Mg_{0,62})_{1,98}(Si_{3,98}Al_{0,02})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$. Структура минерала характеризуется ничтожно малым замещением Si на Al в тетраэдрах, присутствием значительного количества Fe^{2+} в октаэдрах и высоком содержании Na в межслоях.

Кальцит замещает до 90% клиноптилолитизированную ранее породу и заполняет мелкие трещинки в тектонически нарушенных участках разреза. В отдельных случаях ассоциирует с доломитом.

Кристобалит. Как правило, фиксируется только на рентгенограммах по интенсивному отражению 101 с d , равным 4,03—4,04 Å и на электронно-микроскопических снимках по характерным формам выделений. Присутствует преимущественно в нижней части разреза в ассоциации с клиноптилолитом II и феррьеритом. Заполняет поздние трещинки, где представлен белыми непрозрачными фарфоровидными выделениями с характерным раковистым изломом.

Таким образом, можно отметить сходство и различие литологии и минералогии двух описанных участков. Оба разреза представлены переслаивающимися вулканогенно-осадочными, осадочно-вулканогенными

и осадочными породами, но разрез Цаган-Цаб обогащен осадочно-вулканогенными породами, а в разрезе Тушлег большую часть занимают вулканогенно-осадочные разности. Наиболее реакционноспособные породы обоих разрезов — витрокластические туффиты. Основной цеолит — Са—К-клиноптилолит. Его содержание варьирует (Тушлег) от 0 до 60%, в среднем в туффитах 25—30%, и от 0 до 80% в среднем в туффитах 40—60% (Цаган-Цаб). Из-за значительной примеси терригенного материала катионный состав цеолитов отличается от такового для чистого клиноптилолита. Это необходимо учитывать при сравнении монгольских пород с цеолитами других регионов мира и при выводах об их практическом применении. Список аутигенных минералов на Тушлеге значительно шире, чем на Цаган-Цабе. Следует подчеркнуть широкое распространение в измененных породах Тушлега слоистых силикатов, и в частности лейкофиллита и гидрослюда, так как именно эти минералы чрезвычайно информативны при реконструкциях условий постседиментационных преобразований исходных осадков.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Разработанные Ч. М. Колесниковым биохимические методы определения палеосостава вод позволили этому автору [6] классифицировать нижнемеловой водоем горы Тушлег как хлоридно-сульфатно-натрово-магниевый с минерализацией 6,1—9,7%, т. е. состав воды палеобассейна, по данным [6], был близок составу современной морской воды. Это подтверждается данными фаунистических исследований, которые проводила непосредственно в приводимом разрезе сотрудница ГИН АН МНР Д. Ханд (устное сообщение). По видовому составу и особенностям строения раковин остракод цаган-цабского и шинхудукского возраста она приходит к выводу о том, что бассейн, в котором накапливались осадки изучаемого разреза, был мелководным, со значительной скоростью осадконакопления и повышенной минерализацией вод.

В отличие от этих данных фауна палеобассейна Цаган-Цаб была пресноводной. В современном разрезе найдены многочисленные остатки рыб — ликоптер вида *Lycoptera middendorffii* — обитателей поверхностного слоя пресных вод [3]. Найдены окаменелые насекомые: вертячки, ходенки, комары-хирономиды, ручейники и др. (устное сообщение сотрудника ГИН АН СССР А. Г. Пономаренко), которые практически никогда не встречаются в засоленных и даже слабосоленых водоемах. Следовательно, минерализация палеобассейна Цаган-Цаб была невелика и, по-видимому, отвечала значению 0,6—1,4%, приводимому Ч. М. Колесниковым [6] для гидрокарбонатно-кальциевых вод.

Такие различия в составе минералообразующей среды не могли не отразиться на видовом наборе и составе аутигенных минералов, что и наблюдается в действительности (см. фиг. 1). Если в разрезе пород Цаган-Цаба отмечены только четыре новообразованных минерала, характеризующихся составом, близким к исходному составу туффита, то на Тушлеге наблюдается порядка десяти новообразований, химический состав которых не позволяет считать, что их формирование происходило только в результате разложения материнских пород. Прежде всего различается по составу основной аутигенный минерал — клиноптилолит (см. фиг. 5), образцы которого с Тушлега по сравнению с образцами Цаган-Цаба характеризуются более высоким содержанием Са (Na+K). Отличия в составе наблюдаются также и для другого распространенного на обоих цеолитопроявлениях минерала — смектита. Если на Цаган-Цабе распространена Na—Са-форма, то на Тушлеге Са- и Са—Mg-формы смектита. В породах последнего участка широко представлены аутигенные гидрослюды и лейкофиллит — минералы с высоким содержанием К и отмечены Mg-цеолит — феррьерит и доломит, т. е. катионный состав аутигенных минералов четко отражает специфику минералообразующей среды. Взаимодействие пресных низкоминерализованных вод с туффи-

том приводит только к перераспределению в нем исходных компонентов с монотонным химическим составом. Воды с повышенной минерализацией не только растворяют исходный вулканический материал, но и добавляют в минералообразующие среды собственную катионную нагрузку.

Другая важная особенность аутигенных минералов — порядок их выделения и минеральные парагенезы. В пределах Цаган-Цаба наблюдается либо только один аутигенный минерал — клиноптилолит, либо устойчиво сосуществующий минеральный парагенез клиноптилолит — смектит с ведущей ролью цеолита. В трещиноватых участках к этому парагенезу добавляется кристобалит, кристаллизация которого, вероятно, происходит в результате выноса избыточного (при слабом растворении кварца и перекристаллизации кислого стекла в клиноптилолит) кремнезема в трещинные пространства. Такой характер аутигенной минерализации свидетельствует об однородных условиях преобразования исходной породы и во времени, и в пространстве.

На Тушлеге выделяются более сложные парагенезы: 1) клиноптилолит-смектит-гидрослюдистый, выдержанный по всей мощности разреза; 2) хлорит-смектит-лейкофиллитовый, характерный для изменения цемента в конгломератах верхней части разреза; 3) клиноптилолит П-феррьерит-кальцитовый с кристобалитом, приуроченный к поздним трещинкам в нижней части разреза.

Первый парагенез развивается по исходному туффиту при непосредственном контакте последнего с минерализованной водой палеозера. По характеру образования и положению в разрезе он полностью аналогичен клиноптилолит-смектитовому парагенезу Цаган-Цаба, но отличается от него более широким развитием смектита, гидрослюды, наличием нескольких генераций одного и того же минерала и присутствием на аутигенных минералах следов их растворения и перекристаллизации. Следовательно, формирование данного парагенеза шло длительно, при относительно высоком содержании в минералообразующем растворе Mg и K, при этом условия минералообразования менялись во времени. В частности, стабильный в начале процесса клиноптилолит мог растворяться и перекристаллизовываться или замещаться более устойчивыми в изменившихся условиях минералами (см. фиг. 2, ж).

Хлорит-смектит-лейкофиллитовый парагенез наблюдается только в тех интервалах разреза, где присутствует грубообломочный материал. Основным минералом парагенеза — лейкофиллитом совместно со смектитом развивается по стеклу туффита, служащего цементом в конгломерате или гравелите. Хлорит (пеннин) замещает полностью биотит в туффите, а присутствующий в подчиненном количестве гидромусковит развивается по кристаллокластам плагиоклаза. Лейкофиллит в природе достаточно редкий минерал. Наблюдения различных исследователей [9, 10] свидетельствуют о том, что он формируется преимущественно при перекристаллизации вулканического стекла либо в условиях гидротермального процесса, либо под воздействием высокоминерализованных вод эвапоритовых бассейнов. Т. Н. Соколова и др. [10] приводят значение солености окружающей среды при формировании лейкофиллита, равное 27—32%. В случае образования лейкофиллита на Тушлеге близость вулканической постройки и обилие пеплового материала не противоречат его гидротермальному происхождению, однако отсутствие околотрещинной зональности, постоянная приуроченность парагенеза к грубообломочным разностям и его площадное распространение скорее свидетельствуют в пользу эвапоритового генезиса. Изучение конгломератов Тушлега требует дополнительных исследований, но не исключено, что их отложение шло в условиях мелководного пересыхающего озера с другими параметрами воды, чем при накоплении песчано-алевритовых и пелитовых разностей разреза. Присутствие лейкофиллита, парагенетически связанных с ним хлорита и гидромусковита, а также интенсивная переработка цемента конгломерата как будто бы подтверждают это положение.

Третий выделяемый на Тушлеге парагенез — клиноптилолит II-феррьерит-кальцитовый с кристобалитом — поздний. Он встречен в нижней части разреза в туффитах вблизи контакта с базальтовым массивом. В зоне контакта мощностью до 15 м туфогенно-осадочная толща интенсивно тектонически нарушена и карбонатизирована до 90% объема. Поздняя трещинная генерация клиноптилолита и феррьерит образовались после замещения карбонатом клиноптилолитизированного ранее туффита в результате связывания освободившихся в этом процессе компонентов. Таким образом, кристаллизация феррьерита в описываемых породах происходит в результате достаточно сложного ступенчатого процесса их преобразования. Эта ступенчатость выражается в последовательной смене минеральных ассоциаций: кислое вулканическое стекло → клиноптилолит I + смектит → кальцит + клиноптилолит II + феррьерит. Парагенетические взаимоотношения в перечисленных ассоциациях показывают, что их формирование разорвано во времени. При этом карбонатизация туффита является необходимым условием для формирования позднего феррьерита. Экспериментальной работой Е. Кормиера и Л. Санда [13] по синтезу феррьерита установлено, что в условиях постоянного значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равного 10 (близкого к значению в природных феррьеритах), вариации значений $\text{CO}_3/\text{HCO}_3 - \text{CO}_2$ от 0 до 1 позволяют формирование феррьерита даже в чистых карбонатных системах. В иных условиях феррьерит образуется как метастабильная фаза и с течением времени может переходить в ассоциацию морденита с кварцем или кварца с полевым шпатом.

Таким образом, наблюдаемые в породах Тушлега парагенезы аутигенных минералов запечатлели в себе различные палеообстановки минералообразования. Вода долгоживущего палеобассейна в определенные периоды становилась более минерализованной, по всей видимости, изменялись ее кислотный и температурный режимы. Такие изменения происходили как в пределах локальных участков, так и в целом по бассейну. Повышенная минерализация вод и смена палеообстановок привели к полиминеральному преобразованию исходных туффитов Тушлега и формированию цеолитов, обедненных полезным компонентом по сравнению с таковыми Цаган-Цаба, где преобразования аналогичных пород проходили длительно в спокойных условиях однородного водного бассейна.

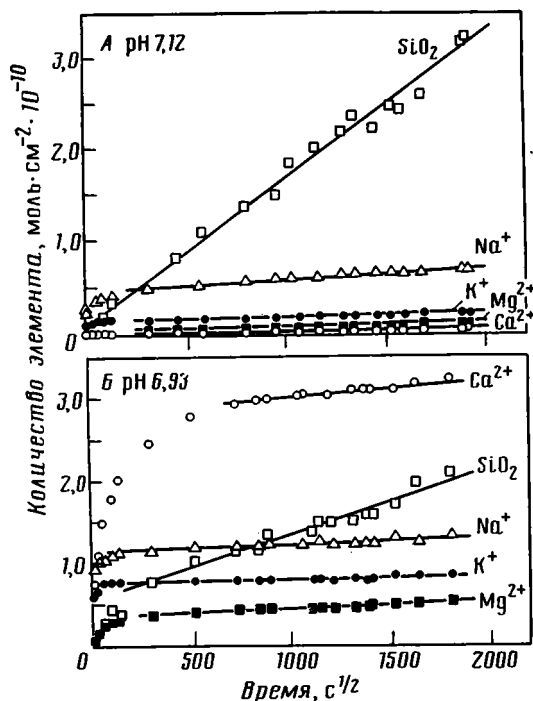
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВ

Экспериментальные исследования показывают [17], что в условиях, близких к палеообстановкам Цаган-Цаба и Тушлега, кислое стекло нестабильно и подвергается медленному растворению. Динамика этого процесса отражена на графике (фиг. 6, А), из которого следует, что растворение обусловлено в основном выносом кремнезема из исходного стекла при очень низкой или практически полной неподвижности остальных компонентов. Медленный вынос кремнезема в реальных обстановках старения стекла неизбежно приводит к нарушению его первоначальной структуры, разрыву существующих и образованию новых связей, стабильных в данных физико-химических условиях. Очевидно, что с учетом идущей параллельно с выносом SiO_2 гидратации стекла, такой стабильной минеральной формой его перекристаллизации являются цеолиты. При этом исходный химический состав стекла может полностью обеспечить химическую композицию новообразованного цеолита.

Следует отметить, что направленность в подвижности компонентов при растворении витрокластического туфа близкая (см. фиг. 6, Б). В этом случае по сравнению с растворением стекла повышается выход в раствор катионов, что в реальной среде может способствовать кристаллизации цеолитов в свободных пространствах из поровых растворов.

Снимки, сделанные на сканирующем электронном микроскопе, проявляют детали процесса природного цеолитообразования. На переднем плане фиг. 3, а (увел. 2000) отчетливо выделяется «рогулька» исходного

стекла, которая на этом снимке, а тем более в оптическом микроскопе, даже при максимальных его увеличениях, кажется неизменной. При большем разрешении эта «неизменность» уже не представляется такой очевидной (см. фиг. 3, б, увел. 5000), а увел. 20 000 (см. фиг. 3, в) позволяет увидеть, что стекла как такового уже почти и нет. То, что мы наблюдаем в оптическом микроскопе как стекло, оказывается полной псевдоморфозой по нему мельчайших (порядка 1 мкм) кристаллов цеолита, т. е. цеолитообразование в данном случае происходит непосредственно в теле растворяющегося стекла путем его перекристаллизации,



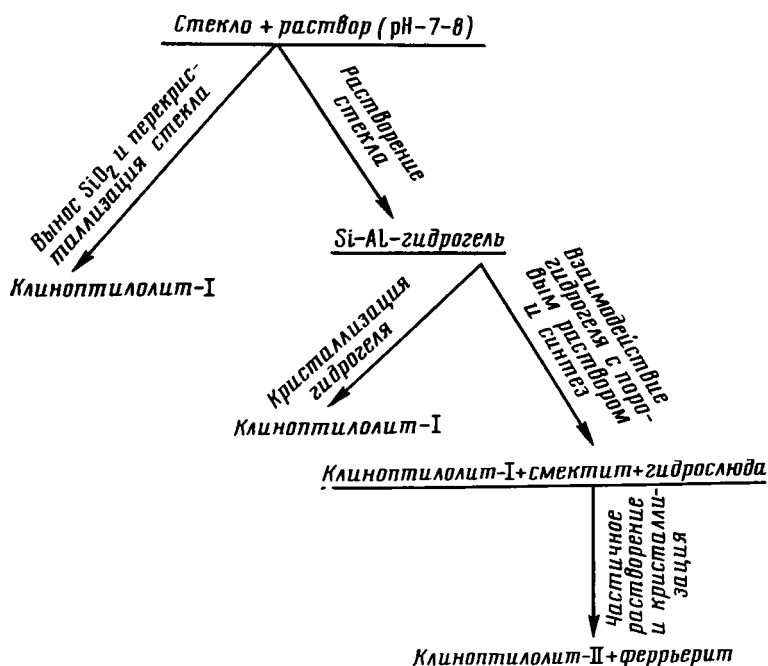
Фиг. 6. Экспериментальные данные по растворению кислого стекла (А) и кристаллического туфа (Б) при температуре 25°С по данным Ф. Вайта [17]

протекающей параллельно с растворением (выносом кремнезема). Естественно, что процесс растворения максимально развит в граничной зоне «стекло — поровое пространство». Поэтому синтез цеолитов особенно интенсивно протекает именно в краевых зонах растворяющейся витрокластике как вследствие того, что эти зоны наиболее изменены (превращены в гидрогель), так и из-за наличия свободного пространства, благоприятствующего росту кристаллов. При этом скрытокристаллические разности цеолитов, развивающиеся непосредственно в теле отдельных зерен стекла, являются как бы затравками для формирования крупных кристаллов (см. фиг. 3, д, е).

Особенно отчетливо сочетание процессов перекристаллизации, растворения стекла и синтеза при этом цеолитов видно на снимках (см. фиг. 3, ж, з), сделанных с участка туффита, представляющего собой

рогульки стекла, в которые погружена песчинка осадочного кварца. Реликты стекла отчетливо видны в левой части фиг. 3, ж. Перекристаллизация начинается во внутренней части стекла и постепенно к его периферии облик новообразованных кристаллов клиноптилолита проступает все более явственно. Наиболее хорошо образованные кристаллы отмечаются на границе «стекло — поровое пространство» и вокруг кварцевой песчинки. Это цеолитовое окружение осадочных частичек кварца чрезвычайно характерно для породы и объясняется, по-видимому, синтезом цеолитов из «расплавшегося» вокруг кварца геля, получающегося при неполном растворении стекла. На приведенном снимке отчетливо видна подтверждающая это предположение связь исходного стекла и цеолитовой оторочки, развивающейся вблизи кварца. Как следствие из этого же снимка можно отметить растворение и перекристаллизацию в кристобалит внешних зон самого кварца.

При разложении стекла синтез смектита и гидрослюда происходит только в зоне, граничной с поровым пространством (см. фиг. 4, б, г). Эти минералы могут формироваться, кроме того, и при разложении других компонентов туффита. Это приводит к тому, что в одном и том же образце наблюдается несколько форм слоистых силикатов. Например, в обр. 237 из разреза Цаган-Цаб встречены Na- и Ca—Na-смектиты, отличающиеся значениями $d(001)$, равными соответственно 12,5 и 13,9 Å (в воздушно-сухом состоянии).



Фиг. 7. Схема постседиментационного преобразования вулканического стекла

Таким образом, процессы аутигенного минералообразования, происходящие при разложении исходного стекла на изученных цеолитопроявлениях, можно проиллюстрировать схемой, приведенной на фиг. 7. Механизм минералообразования, представленный в правой нижней части схемы, в основном реализуется на Тушлеге.

* * *

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что описанные в настоящей статье цеолитопроявления относятся к вулканогенно-лимническому типу цеолитолитов. Они образовались в результате разложения стекла туфогенно-осадочной толщи под воздействием нейтральных пресных и низкощелочных слабосолоноватых вод изолированных палеобассейнов. Среды формирования отличают их от известных цеолитолитов озерного генезиса таких, например, как отложения ряда озер Колорадо, Калифорнии, Невады, Африки и некоторых других регионов, где образование цеолитолитов является следствием взаимодействия щелочных (pH 8,9—10,1) карбонатных (бикарбонатных) вод или рассолов современных или палеоозер с кислым (трахитовым) стеклом [14].

Цеолитовая минерализация в отложениях содовых озер достаточно специфична. Наиболее распространен Na-цеолит — анальцит (отложения формации Грин-Ривер в Колорадо, озер Тулар, Сирлес в Калифорнии, Натрон в Танзании и др.). Его кристаллизация наблюдается не только в туфогенных, но и в глинистых прослоях, при этом в отдельных случаях отмечается корреляция между количеством анальцита в осадках и сезонными колебаниями в химическом составе озерной воды, что в какой-то мере свидетельствует о возможности хемогенной садки анальцита. Менее распространены, но также характерны эрионит и филлипсит (озера Тирс Марш в Неваде, Овенс в Калифорнии, Магади в Кении и др.). Эти минералы встречаются исключительно в туфогенных частях разрезов, где замещают вулканическое стекло. Аналогичное положение занимают редко встречаемые шабазит и клиноптилолит в количестве до 10% (озера Натрон в Танзании, Тирс Марш в Неваде, Чина, Овенс в Калифорнии). Очень редко в отложениях содовых озер наблюдается

патролит, развивающийся по нефелину (отложения Олдувай Джодж в Танзании).

Все перечисленные цеолиты встречаются в ассоциации друг с другом, располагаясь иногда зонально. Например, в позднеплейстоценовых отложениях Олдувай Джодж (Танзания) ассоциации цеолитовых минералов сменяют друг друга снизу вверх по разрезу в следующем порядке: филлипсит+эрионит→филлипсит+калиевый полевой шпат→анальцим+шабазит→филлипсит→анальцим+шабазит+гидрокислы Fe→филлипсит+натролит. Описанная зональность контролируется главным образом составом исходной породы: филлипсит, эрионит, натролит — характерные продукты изменения трахитового туфа, анальцим, шабазит — эолового туфа [14].

Зависимость характера аутигенной цеолитовой минерализации от характера исходных пород прослеживается и в отложениях современных содовых озер. В частности, в туфах и туффитовых глинах, наблюдаемых в центральной части разрезов озер Овенс и Чина (Калифорния), основными цеолитами являются филлипсит, клиноптилолит и эрионит с резко подчиненным количеством анальцима, в то время как в выше- и нижележащих глинистых (бестуфовых) осадках оз. Чина картина обратная, а бестуфовые осадки оз. Овенс цеолитов практически не содержат. Эти же озера и расположенное вблизи них оз. Сирлес являются свидетельством того, что при практически равных pH (9,1—9,5) разная минерализация вод приводит к формированию по одинаковым исходным породам различной аутигенной минерализации: анальцим+филлипсит+клиноптилолит+эрионит+сирлезит в туфах, преобразованных под воздействием сравнительно низкоминерализованных вод озера Овенс и Чина, против ассоциации анальцим+сирлезит+калиевый полевой шпат в аналогичных туфах высокоминерализованного оз. Сирлес [14].

Помимо цеолитов характерными аутигенными минералами в отложениях содовых озер являются альбит, калиевый полевой шпат, кварц, содовые и некоторые борные минералы. В отдельных случаях в их распределении и в распределении цеолитов наблюдается пространственная зональность (например, калиевый полевой шпат сменяется анальцимом в периферических частях туфогенных отложений Вилкинс Пик Мембер, формации Грин-Ривер в Колорадо) [14].

По данным Л. Хей [14], образование цеолитов в осадках содовых озер происходит путем их осаждения из растворов, обогащенных компонентами, полученными в результате полного растворения исходного стекла. Цеолитизации стекла в твердом состоянии при его девитрификации или гидратации не наблюдается. Об этом свидетельствует образование цеолитов в условиях свободного роста, т. е. в порах, кавернах и в качестве цементирующей массы, образованной в пустотах, полученных в результате полного растворения исходного стекла. В случае частичного растворения стекла его реликты не цеолитизированы.

По сравнению с приведенными классическими примерами цеолитовых озерных отложений цеолитолиты МНР обладают рядом особенностей.

Основным цеолитом в них (до 80% объема исходной породы) является клиноптилолит — цеолит, мало распространенный в отложениях содовых озер.

Клиноптилолит развит исключительно в туффитовых частях разрезов, замещает вулканическое стекло или, реже, заполняет поровые пространства; кластогенная часть туффитов не изменена.

Парагенетические ассоциации, в которых встречается клиноптилолит МНР, бедны, они включают в основном смешанослойные минералы типа смектит-слюда, гидрослюда и разновидности SiO_2 ; содовые минералы, аутигенные полевые шпаты в описанных разрезах не встречены.

На изученных цеолитопроявлениях не обнаружено пространственной зональности в распределении аутигенных минералов.

Механизм формирования цеолитов несколько отличен — преимущественно это структурная перестройка компонентов стекла в процессе

его медленного растворения или кристаллизация цеолитов из гидрогеля, образовавшегося вследствие гидратации стекла.

Специфика состава минералообразующих обстановок монгольских палеозер породила своеобразный тип цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса. Следует отметить, однако, их сходство с клиноптилолитовыми толщами, образовавшимися в результате диагенетических преобразований стекла в морских обстановках [15 и др.], что не удивительно, если учесть близость физико-химических параметров сред минералообразования.

Таким образом, в МНР впервые открыты крупные поля цеолитолитов. Выявление их генезиса может помочь в решении вопросов о способах формирования клиноптилолитовых пород в других регионах.

Литература

1. Верзилин Н. Н. Палеолимнологическое значение текстурных особенностей верхнемеловых отложений Южной Монголии//Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука. 1982. С. 81—100.
2. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1 : 1 500 000/Под ред. Маринова Н. А. М.: ГУГК, 1972.
3. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1./Под ред. Маринова Н. А. и др. М.: Недра, 1973. 583 с.
4. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 3—16.
5. Зайцев Н. С., Коссовская А. Г., Петрова В. В. и др. Первые находки цеолитолитов в МНР//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 125—128.
6. Колесников Ч. М. Биогеохимическое изучение гидрохимии и термики меловых лимнических водоемов Монголии//Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 101—125.
7. Милтон Ч., Югстер Х. П. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер//Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1981. С. 155—193.
8. Нагибина М. С., Шувалов В. Ф., Мартинсон Г. Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии. М.: Наука, 1977. С. 113—183.
9. Рассказов А. А. Туфогенные глины соленосных отложений района Шуден-Ула (МНР)//Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 193—200.
10. Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л. и др. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер//Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 80—95.
11. Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
12. Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время//Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18—80.
13. Cormier W. E., Sand L. B. Synthesis and metastable phase transformations of Na-, Na—K and K-ferrierites//Amer. Mineralogist. 1976. V. 61. P. 1259—1266.
14. Hay R. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks//Geol. Soc. America. Spec. pap. 1966. № 85. 130 p.
15. Iijima A. Composition and origin of clinoptilolite in the Nakanosawa tuff of Rumoi, Hokkaido//Molecular sieve — zeolites. 1977. V. 1. P. 334—341.
16. Staples L. W. X-ray investigation of ferrierite, a zeolite//Amer. Mineralogist. 1955. V. 40. № 11/12. P. 1095—1099.
17. White F. Weathering characteristics of natural glass and influences on associated water chemistry//J. Non-Crystalline Solid. 1984. V. 67. P. 225—244.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
I.VII.1986

УДК 551.465

МОДЕЛИРОВАНИЕ АВТОКОЛЕБАНИЙ СИСТЕМЫ В БАССЕЙНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ

ЛУКЬЯНОВ А. В., ЩЕРБА И. Г.

В статье приведены результаты моделирования процесса осадконакопления на гидроинтеграторе ИГЛ: установлены условия возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации, выявлен профиль дна на стадии установившегося режима его развития, намечены зоны развития разных формаций, определена необходимая для автоколебательного режима критическая глубина бассейна, проанализировано влияние начальных условий и внешних факторов на ритмообразование в условиях автоколебательной системы. Кроме того, проведено сравнение данных моделирования с природными объектами.

Геологов издавна интересуют вопросы повторяемости, цикличности или ритмичности геологических процессов. Большинство гипотез, пытающихся объяснить причины ритмообразования, основаны на представлениях о том, что ритмы отражают периодичность внешних воздействий на геологический объект. Однако существует точка зрения, что ритмичность геологических процессов имеет автоколебательную природу и связана с самой развивающейся геологической системой.

Впервые на то, что цикличность осадконакопления может быть вызвана как внешними (аллоциклическими), так и внутренними (автоциклическими) факторами, указал И. Р. Бирбауэр [19]. Причины цикличности в строении аллювия он видел в характере речной обстановки и господствующих в ней условий транспортировки, осаждения и эрозии кластического материала, приводящих к миграции русел, формирующей осадочные циклы. Его представления были поддержаны рядом исследователей [4, 6, 15], которые допускали, что автоциклическая седиментация может быть встречена и в других седиментационных обстановках, но более всего характерна для продвигающейся дельты. Математические модели, предложенные А. В. Лукьяновым [8, 9, 12, 13, 21], А. С. Девдариани [1, 5], связали образование ритмично построенных и генетически связанных между собой фаций континентального склона с развитием автоколебательной системы в бассейне седиментации.

Эти модели объясняют многие особенности строения осадочных толщ и подтверждают сформулированный еще в конце прошлого века И. Вальтером закон о том, что само образование последовательности фаций является неотъемлемой частью осадконакопления и что в вертикальном разрезе фации находятся в той же последовательности, что и обстановки осадконакопления на поверхности земли.

Авторы статьи проводили моделирование процесса осадконакопления на гидроинтеграторе ИГЛ системы В. С. Лукьянова. Возможность моделирования на ИГЛ автоколебательной системы в бассейне седиментации теоретически обоснована А. В. Лукьяновым [8, 10, 11]. Задачей моделирования было исследование условия возникновения автоколебательной системы, а также анализ влияния начальных условий и внешних факторов на ритмообразование в этих условиях. В процессе моделирования удалось выявить профиль дна на стадии установившегося режима его развития, наметить зоны развития разных типов отложений, определить необходимую для автоколебательного режима критическую глубину бассейна.

Условия решавшейся нами задачи предполагают существование достаточно глубокого бассейна¹, в который с берега идет постоянный поток материала. Перемещение материала по поверхности дна происходит под действием волнения воды в бассейне, вызывающего неупорядочное движение частиц в приповерхностном слое (слое подвижности осадков). Под ним частицы находятся в неподвижном захороненном состоянии. Перемещение частиц зависит от гидродинамики бассейна, свойств материала и определяется коэффициентом подвижности² K осадка. Исходя из того что коэффициент подвижности с глубиной нелинейно уменьшается (падает энергетический уровень седиментационной обстановки), при моделировании задается зависимость коэффициента подвижности осадка от глубины бассейна $K=f(H)$. Нелинейное уменьшение коэффициента подвижности с глубиной является вторым важным условием задачи. Учитывая его, следует ожидать, что по мере накопления осадка крутизна дна (поверхности осадка) с глубиной возрастает и в любом достаточно глубоком бассейне на некоторой глубине уклон поверхности осадка должен достичь критической величины, при которой откос станет неустойчивым и начнется оползание.

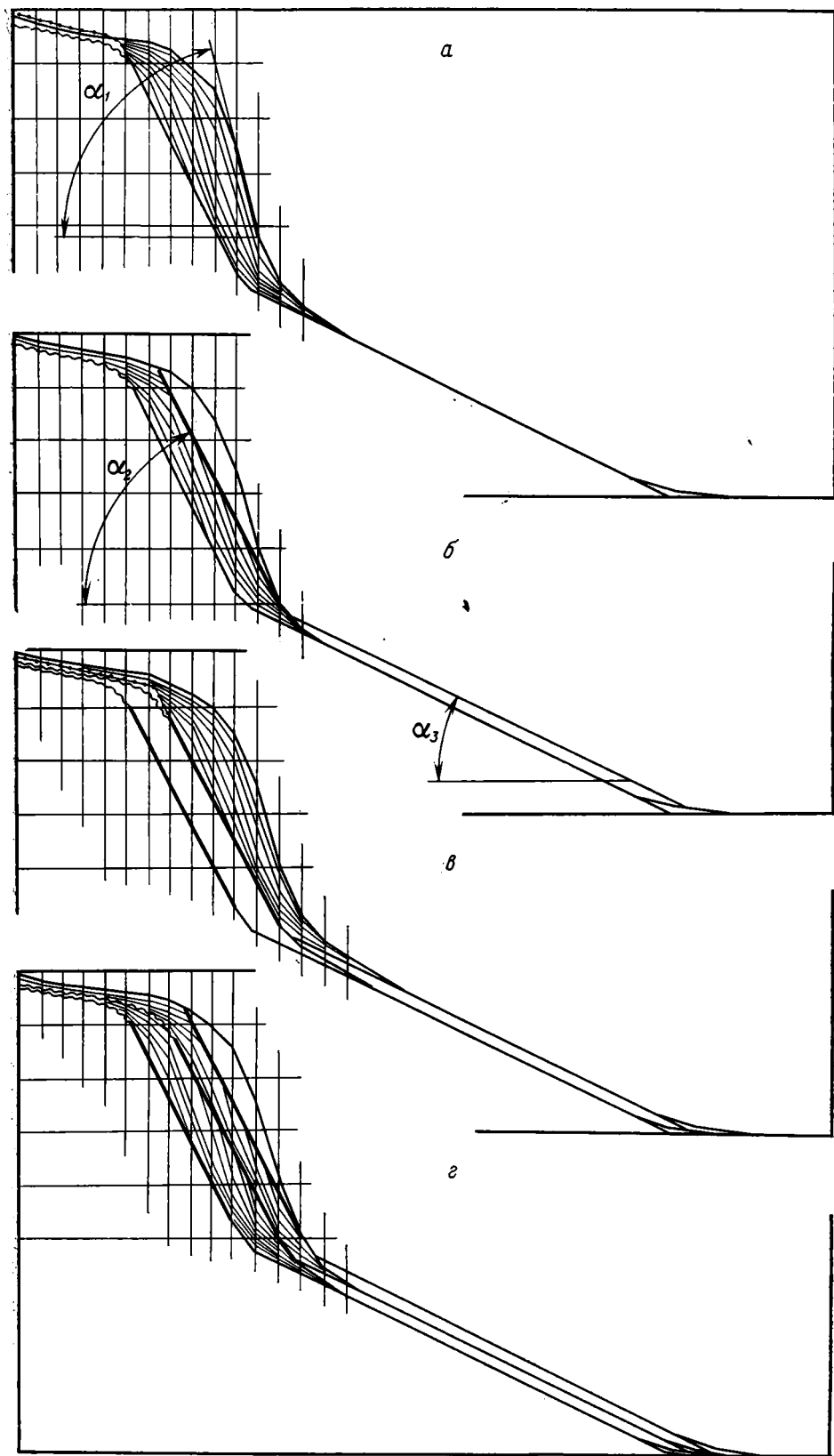
Третье условие, принимающееся в задаче, определяется тем, что осадок часто оказывается тиксотропным, т. е. его механические свойства от сотрясения изменяются так, что он становится более подвижным. В этом случае в оползании должны принять участие не только поверхностные слои, но и значительные массы захороненного осадка, а угол откоса после оползания станет значительно положе исходного. Вводимые в задачу величины трех критических углов откоса: α_1 (или $\alpha_{\text{макс}}$), при котором начинается оползание, α_2 (или $\alpha_{\text{мин}}$), при котором прекращается оползание даже ослабленного сотрясением осадка, и α_3 , при котором прекращается движение оползающего взмученного материала,— характеризуют механические свойства осадка в ненарушенном, нарушенном и во взмученном состояниях.

Моделирование показало, что в ходе решения задачи поверхность наклоняющегося осадка приобретает наклон, соответствующий определенной глубине, и, наконец, достигает критического угла (фиг. 1, а), после чего с откоса срывается линза осадка, наклон подошвы которой равен второму критическому углу. Перемещенный вниз по склону, скорее всего в виде оползня или мутьевого потока, материал отлагается у подошвы склона в виде протяженного пласта, имеющего наклон поверхности, равный третьему критическому углу (см. фиг. 1, б). На сорванную поверхность непрерывных осадков первого слоя начинает отлагаться не прекращавший свое поступление материал и, достигнув первого критического угла, вновь срывается, захватив линзу осадков, ограниченную первым и вторым критическим углами и т. д. (см. фиг. 1, в, г). Одновременно в верхней части слоев, не затронутых оползанием осадков, происходит частичный размыв.

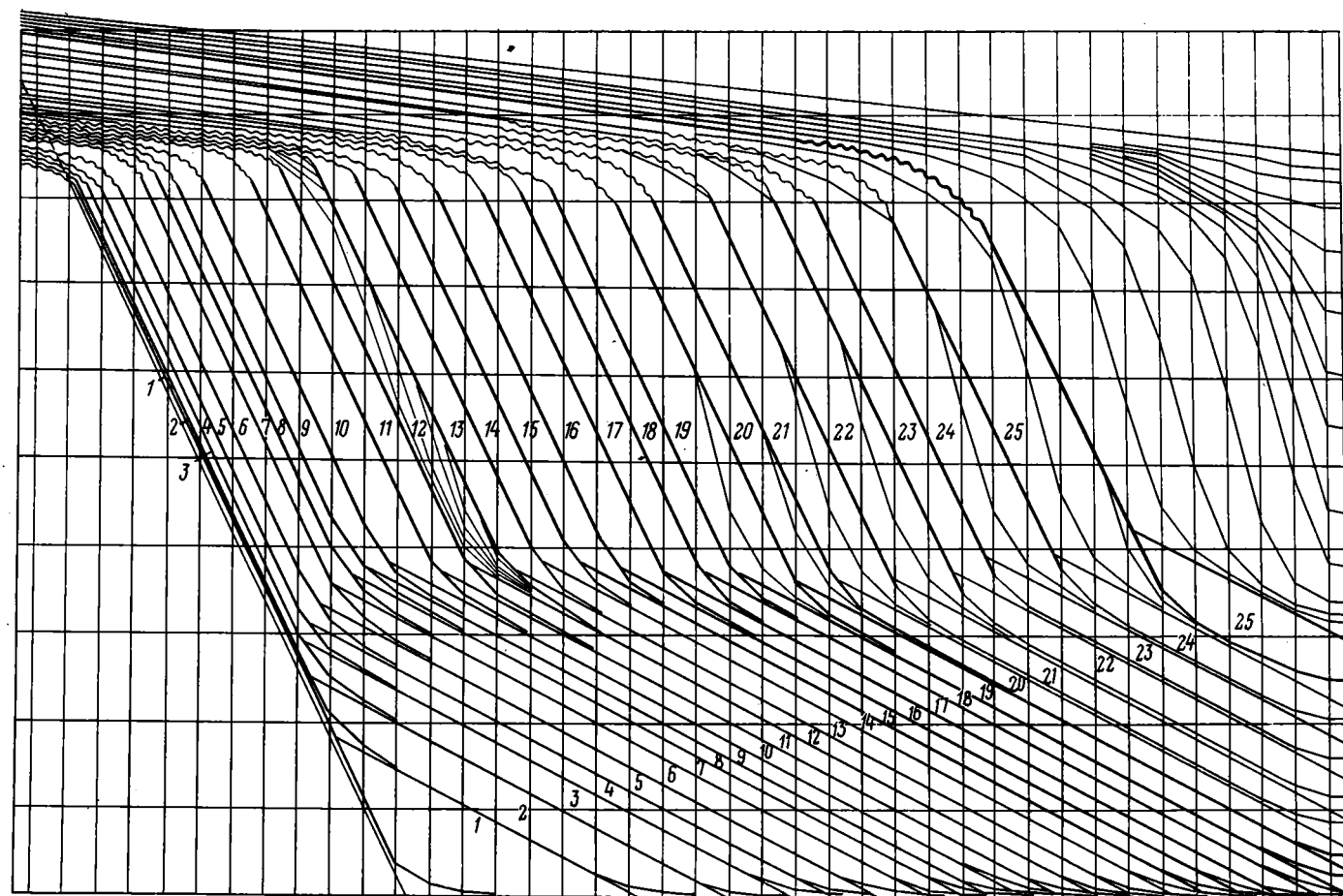
Исследование условий возникновения автоколебательной системы включало проверки влияния первоначального наклона дна бассейна на ход процесса осадконакопления. В первом варианте (фиг. 2) было принято, что второй критический угол равен начальному наклону дна: $\alpha_1 : \alpha_2 : \alpha_3 = 8 : 4 : 1$; $K = aH^{-2}$ (где a — коэффициент пропорциональности).

¹ Для простоты решения было принято, что бассейн имеет ограниченную, но достаточно большую протяженность.

² Коэффициент подвижности характеризуется количеством частиц, которое проходит через единичное сечение слоя подвижности за единицу времени в данной точке дна бассейна. На наклонном дне суммарная величина частиц, проходящая через это сечение вверх и вниз по склону (соответственно со знаками «минус» и «плюс»), не равна нулю и пропорциональна градиенту уровня дна dx/dH (где H — высота поверхности осадка на дне). Определив поток осадка q как суммарное количество вещества осадка, проходящее через единичное сечение за единицу времени при данном уклоне дна, коэффициент подвижности осадка можно определить как отношение потока осадка к уклону дна: $K = -q(H/dx)$ [8]. Знак «минус» указывает, что осадок перемещается вниз по склону.



Фиг. 1. Образование ритмической слоистости в бассейне, обладающем свойствами автоколебательной системы



Фиг. 2. Ход заполнения бассейна ритмическими осадками при начальном наклоне дна, равном второму критическому углу

В продолжение первых пяти этапов накапливалась тонкая пленка непереотложенных осадков, происходили частые и мощные срывы оползающего материала. В течение всего этого времени глубина, на которой шло накопление переотложенного материала, уменьшалась. Наконец, глубина распространения линз переотложенного материала достигла уровня, ниже которого не распространялись осадки, образующиеся вследствие беспорядочного перемещения материала. Эта предельная глубина оказалась критической для бассейна. После достижения перемещенными осадками этой глубины началось однообразное накопление материала, сопровождавшееся через почти равные отрезки времени оползанием осадков, достигших первого критического угла.

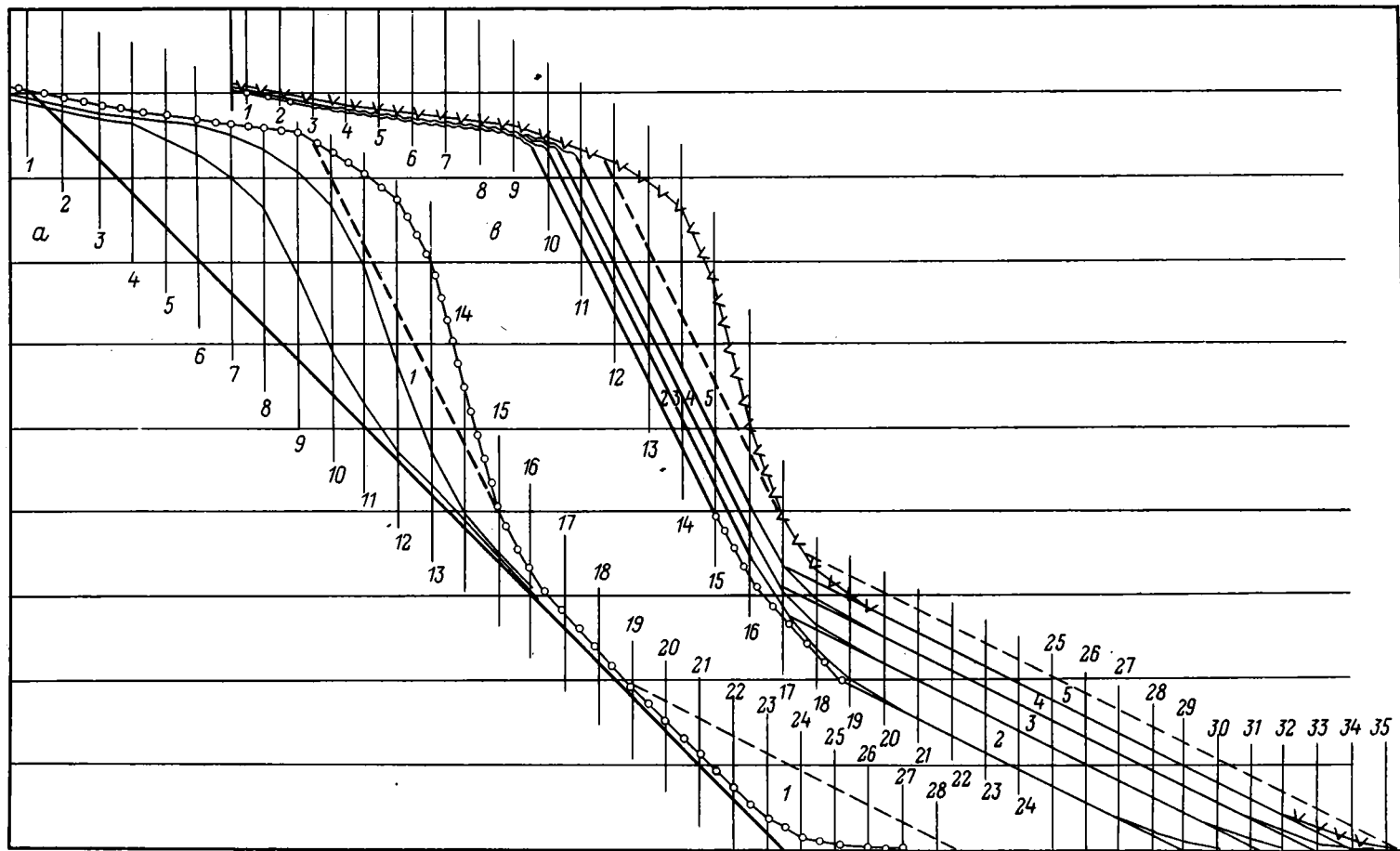
Во втором варианте задачи исследовалось течение процесса осадконакопления на более пологом, чем второй критический угол, дне (фиг. 3). Сначала накопление линзы осадков, выходящей на критическую глубину, шло очень медленно. Однако после срыва первой линзы поверхность сохранившихся на дне осадков вновь приобрела наклон, равный второму критическому углу (см. фиг. 3, а), и дальнейший ход задачи пошел по образцу первого варианта (см. фиг. 3, в).

В третьем варианте задачи при сохранении неизменными всех других ее условий (величина потока, коэффициент подвижности, критические углы) начальный наклон дна был принят более крутым, чем второй критический угол (фиг. 4). В этом случае, как и в первых вариантах, на наклонном дне накапливались осадки, переносимые неупорядоченным волнением, но в начале все они периодически оползали, оставляя обнаженным начальное дно (см. фиг. 4, а). Каждая новая линза, срываясь, переотлагалась, перекрывая нижележащую. Поэтому поверхность осадка постепенно поднималась, пока не наступило такое положение, при котором линза накапливавшихся на крутом склоне осадков не стала опираться на линзу оползавших осадков, выявив тем самым критическую глубину бассейна (см. фиг. 4, в). После этого подошва очередного оползня прошла выше коренного дна и на нем осталась часть осадков. На следующем этапе осадки начали отлагаться на поверхности, наклоненной под вторым критическим углом, и процесс стал развиваться так же, как и в первом варианте (см. фиг. 4, с).

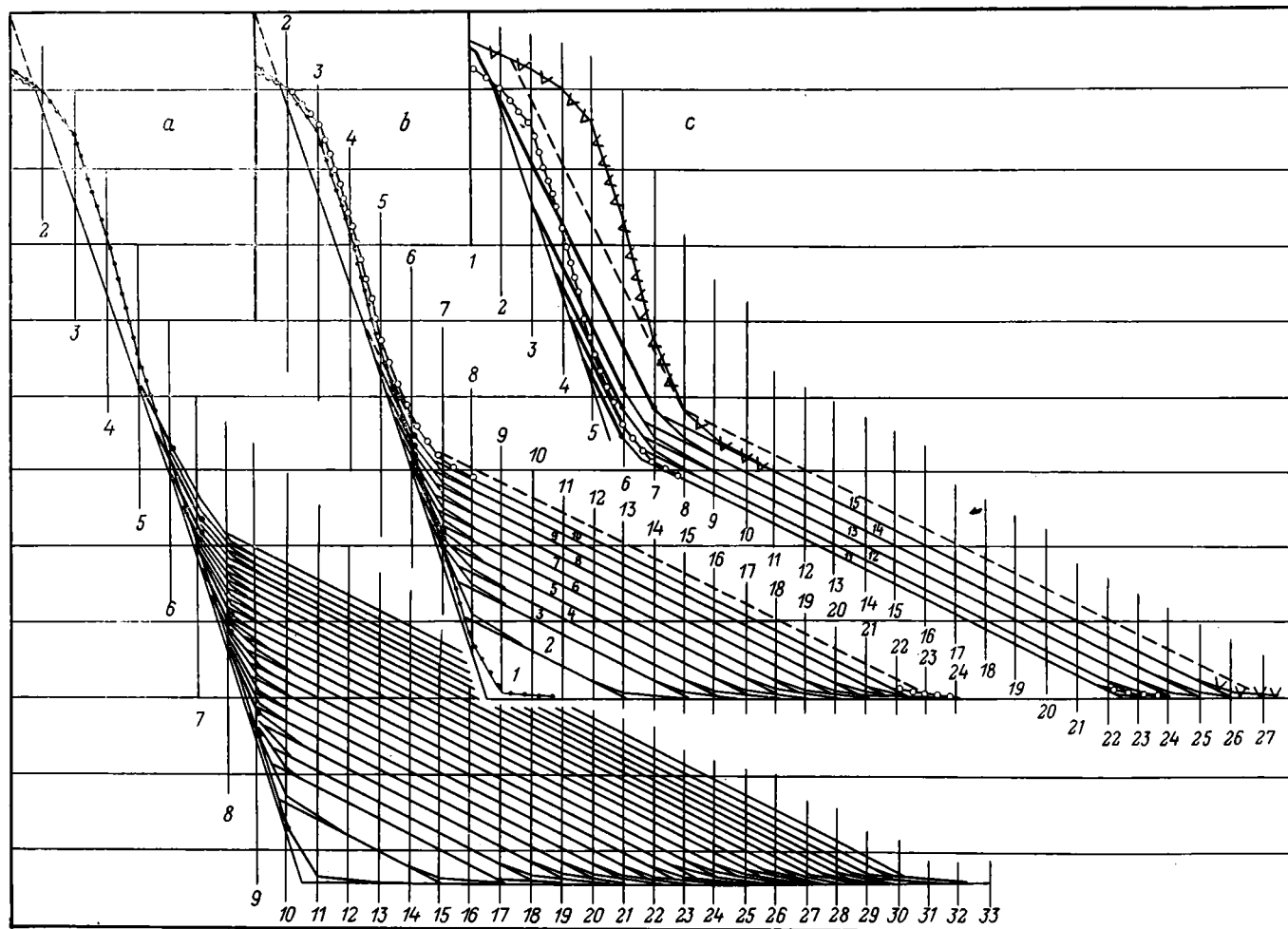
Таким образом, ритмика осадконакопления зависит от начальных условий лишь на первых этапах развития модели, когда режим еще не установился. По наступлении установившегося режима она уже не зависит от них, и определяется свойствами (параметрами) самого бассейна седиментации, развивающегося как автоколебательная система. Такими параметрами, определяющими частоту колебаний системы, являются: интенсивность поступления осадочного материала в бассейн η , коэффициент подвижности осадка, его зависимость от глубины $K=f(H)$, максимальный (α_1 , или $\alpha_{\text{макс}}$) и минимальный (α_2 , или $\alpha_{\text{мин}}$) углы откоса. Действительно, зависимость $K=f(H)$ определяет ту глубину, на которой возникает критический угол откоса ($\alpha_{\text{макс}}$) в осадке; разность $\Delta d = \alpha_{\text{макс}} - \alpha_{\text{мин}}$ определяет степень тиксотропности осадка, что, в свою очередь, определяет размер линзы осадка, приводимой в движение при оползании; интенсивность поступления осадочного материала η определяет время, за которое накапливается эта линза, т. е. период колебаний.

Легко представить, что изменение величины потока, т. е. интенсивности поступления осадочного материала, повлечет за собой изменение периода колебаний, а изменение состава осадков изменит коэффициент подвижности и соответственно размер линзы оползающего осадка, т. е. изменения в режиме осадконакопления внутри автоколебательной системы влияют лишь на величину и длительность ритмов, но не нарушают ритмообразования. Изменение глубины бассейна, напротив, может прекратить ритмообразование, если эта глубина станет меньше критической.

Проведенное моделирование показывает, что поверхность дна бассейна по мере накопления осадка стремится к кривой, форма которой определяется зависимостью коэффициента подвижности от глубины, а также



Фиг. 3. Ход заполнения бассейна ритмическими осадками при начальном наклоне дна, меньшем, чем второй критический угол



Фиг. 4. Ход заполнения бассейна ритмическими осадками при начальном наклоне дна, большем, чем второй критический угол

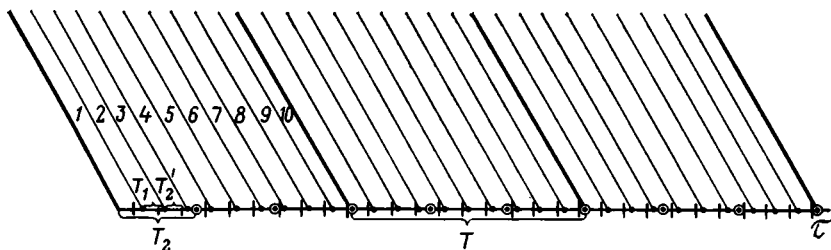
механическими свойствами осадка, и не зависит от исходного рельефа дна. Профиль дна бассейна на стадии установившегося автоколебательного режима имеет ступенеобразную форму, приобретаемую им независимо от того, было ли ограничение бассейна изначально обрывистым или пологим. Как только начинается оползание на верхнем перегибе склона, сразу же происходит размыв (см. фиг. 1 и 2). Материал в основном накапливается на крутой части склона, представляющей фронт осадконакопления. Осадки на нем накапливаются ритмично, но двумя разными способами в зависимости от глубины.

В бассейне при моделировании четко выделилась критическая глубина, определяемая его параметрами, которая разделяет бассейн на две зоны: докритическую и закритическую. Характер седиментации в этих зонах принципиально различен, несмотря на то что ритмика возникает в обеих зонах. В докритической зоне материал переносится и накапливается постоянно, но периодически некоторая его часть, лежащая круче второго критического угла, удаляется, подвергается срыву и лавинному переносу во вторую закритическую зону, где перенос и накопление осадков происходят порционно в результате периодического поступления оползней, лавин или мутьевых потоков, формирующихся на критических глубинах. Характер ритмической слоистости в двух выделенных зонах совершенно различен. Для выявления особенностей наложения материала в процессе формирования одного слоя или одного ритма в течение нескольких этапов моделирования на ИГЛ снимались промежуточные значения, определяющие положение поверхности осадка до достижения ею критического угла. Эти промежуточные поверхности также представляют собой выпуклые кривые, которые под большим углом срезаются плоскостью срыва (см. фиг. 1 и 2). Таким образом, осадки, формирующиеся в докритической зоне, обладают непараллельной сорванной наклонной слоистостью. В закритической зоне по условиям задачи мы не имеем возможности моделировать внутреннюю структуру отдельных ритмов, но можем утверждать, что здесь она иная, чем в первой зоне, и скорее всего параллельная или конволютная, свойственная мутьевым потокам.

Таким образом, при заполнении бассейна с установившимся автоколебательным режимом седиментации одновременно формируются и сменяют друг друга в виде клиноформных линз ритмичная толща пород оползневого или турбидитного происхождения и ритмичная толща косо-слоистых пород со срезанными или размытыми поверхностями ритмов. Вместе с тем, из-за того что фронт осадконакопления проходит в обеих зонах, в конкретных разрезах (вертикальных сечениях) отложения докритической зоны всегда залегают выше отложений закритической зоны (см. фиг. 1). Постепенно продвигаясь к центральным частям бассейна, фронт осадконакопления оставляет за собой мощную толщу осадков, нижняя часть которой формировалась на закритических глубинах, а верхняя на докритических.

Выше мы рассмотрели ряд особенностей ритмичности, появляющейся в модели бассейна седиментации в результате возникновения в ней автоколебательной системы. Эта ритмичность и ее особенности обязаны своим происхождением не внешним импульсам, а внутренним характеристикам бассейна. Таким образом, речь шла о собственных колебаниях автоколебательной системы. Теперь следует кратко остановиться на соотношении собственных колебаний с вынужденными колебаниями, возникающими в такой системе под влиянием внешних импульсов. Исследование показало, что эти соотношения непростые и что не каждый внешний импульс оказывает влияние на ритмичность, возникающую в системе. Соответственно и мегаритмы, обусловленные внешними воздействиями, в значительной степени зависят от собственных колебаний и внутренних характеристик автоколебательной системы.

Анализ взаимодействия собственных колебаний с внешними импульсами проще всего провести путем несложных вычислений на простейшей модели. Пусть автоколебательная система в бассейне генерирует собственные ритмы с определенным периодом T_1 , а внешние импульсы регу-



Фиг. 5. Ход заполнения бассейна ритмическими осадками при появлении тектонических воздействий

лярно поступают, например, от землетрясений с периодом T_2 . Предположим, что оползание линзы накопившегося осадка в спокойном состоянии происходит при угле откоса α_1 , а в момент прихода внешнего импульса (сотрясения, вызванного землетрясением) — при меньшем угле α_1' . Пусть углы α_1 и α_1' заданы, причем $\alpha_2 < \alpha_1' < \alpha_1$. Поток осадочного материала в бассейн предполагается постоянным, в результате чего мощности осадочных ритмов пропорциональны времени их накопления. Линза с углом откоса α_1 накапливается за время T_1 , а с углом откоса α_1' — за время T_2' (фиг. 5). Назовем ритмы, образующиеся в результате собственных колебаний автоколебательной системы, *собственными ритмами*; ритмы, образовавшиеся под влиянием внешних импульсов, *экстраритмами*, а повторяющиеся комплексы из нескольких собственных ритмов и экстраритма — *мегаритмами*. Нетрудно показать, что в рассматриваемой модели длительность мегаритмов T определяется выражением $T = n[k + (l/m)]T_1$, где T — продолжительность мегаритмов, определяющая периодом появления экстраритмов; T_1 — продолжительность собственных ритмов, n, k, l, m — коэффициенты, выраженные положительными целыми числами и характеризующие соотношение величин T_2, T_1 и T_2' , т. е. периода внешних импульсов и времен накопления осадочных линз с углами откоса α_1 и α_1' (см. фиг. 5). Эти соотношения определяются выражениями:

$$T_2 = [k + (l/m)]T_1; T_2' \leq n(l/m)T_1; l < m.$$

Смысл приведенных коэффициентов следующий: k и l/m — соответственно целая и дробная части величины T_2/T_1 , n — номер внешнего импульса, вызывающего оползание и образование экстраритма, nk — число собственных ритмов в мегаритме, $n(l/m)T_1$ — время накопления неполной линзы, оползание которой вызвано внешним импульсом и привело к накоплению вынужденного ритма (экстраритма).

На фиг. 5 изображен пример модели строения ритмичной толщи, образовавшейся в результате наложения вынужденных колебаний на собственные со следующими характеристиками: T_1, T_2 и T_2' , равными соответственно 7, 23 и 5 усл. ед. времени. Коэффициенты соответственно имеют следующие значения: $k + (l/m) = T_2/T_1 = 23/7$, т. е. $k=3, l=2, m=7, n=3$. При этих значениях коэффициентов период вынужденных колебаний $T = n[k + (l/m)]T_1 = 3[3 + (2/7)]7 = [9 + (6/7)]7 = 69$, т. е. мегаритм формируется за 69 единиц времени, содержит девять собственных ритмов и один экстраритм, имеющий объем $6/7$ собственного ритма. При формировании мегаритма два импульса проходят безрезультатно (так как в момент их появления линза осадков имеет еще недостаточный для оползания объем) и только третий импульс приводит к образованию экстраритма.

Следует отметить, что характер мегаритма может существенно изменяться даже от незначительных изменений величин T_1, T_2 и T_2' . Так, если в приведенном выше примере частота землетрясений немного возрастет и T_2 уменьшится всего лишь на две единицы (T_1, T_2 и T_2' будут характеризоваться соответственно числами 7, 21 и 5), то коэффициент l обратится в нуль, и экстраритмы возникать не будут. Если сила землетрясений немного увеличится и T_2' уменьшится на единицу (T_1, T_2 и T_2' будут

характеризоваться числами 7, 23 и 4), то продолжительность мегаритма значительно уменьшится. Коэффициенты примут следующие значения: $k=3$, $l=2$, $m=7$, $n=2$. $T=[6+(\frac{4}{7})]7=46$. Таким образом, мегаритм будет формироваться за 46 единиц времени, содержать шесть собственных ритмов и один экстраритм, имеющий объем $\frac{4}{7}$ собственного ритма.

На приведенных выше примерах мы проанализировали простейшую модель наложения внешних импульсов на собственные колебания системы. Даже в этом простейшем случае незначительные вариации параметров приводят к существенным изменениям мегаритмов. Для учета нестрого периодических землетрясений и землетрясений с различной силой удара следует рассматривать более сложные модели, приводящие к формированию мегаритмов весьма прихотливого характера.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЫВОДОВ, ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ

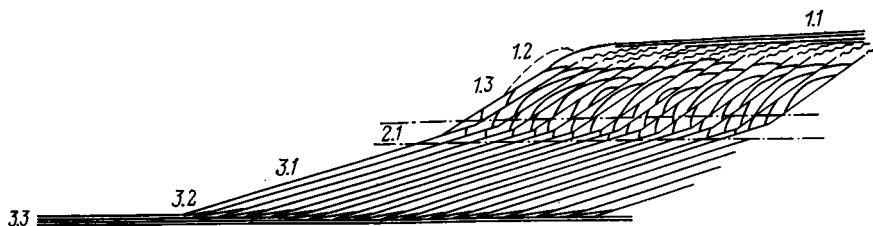
Выявленный при моделировании ступенеобразный профиль дна, к крутой части которого приурочено основное накопление осадков, и постепенное продвижение фронта осадконакопления к центральным частям бассейна хорошо согласуется с наблюдениями за современным осадконакоплением на континентальных окраинах. К настоящему времени на сейсмических профилях и с помощью бурения получены многочисленные данные о том, что в области континентального склона идет латеральное (боковое) выраживание осадков, ограниченных клиноформными поверхностями [14, 15]. Осадочные тела, ограниченные клиноформными поверхностями, могут простираться от области глубоководья до мелководья. В них И. Рич [23] выделил три зоны, соответствующие топографическим обстановкам седиментации: *фондоформа* (глубокое дно), *клиноформа* (морфологический склон) и *ундоформа* (мелководье).

Свои аналоги в реально наблюдаемой вертикальной изменчивости осадков континентального склона находят также данные моделирования о существовании на склоне двух принципиально различных зон седиментации с генетической разной ритмикой осадконакопления и о латеральном переходе их в неритмичные осадки мелководья и глубоководья.

Морскими исследованиями установлено, что последовательное наращивание осадков происходит по поверхностям напластования, первоначально наклоненным под углами 1—5°. Эти палеоседиментационные поверхности изохронны. Ограниченные ими осадочные тела (генетические инкременты [15]) включают осадки шельфа, дельтовой платформы, континентального склона, фронта дельты и продельты, континентального подножия. На сейсмических профилях шельфовые зоны характеризуются непрерывным напластованием; фации кромки шельфа дают слоистый, неслоистый и хаотический рисунок; переход от зоны шельфа к зоне континентального склона фиксируется сменой прерывистых сильных отражений (фаций дельтовой равнины) непрерывно прослеживаемыми отражениями; для фаций континентального склона характерны линзовидные (клиноформные) напластования с косоориентированными к границам линз внутренними отражающими поверхностями; характерны срезанные прилегающие отражения. Для центральной части склонов характерны чередования прослоев с хаотическим и параллельным распределением отражающих поверхностей, соответствующих отложениям турбидитов и гемипелагических илов. Фации материковых подножий, напротив, характеризуются параллельными рисунками отражающих поверхностей. Лишь у подножий крутых склонов распространены хаотические рисунки, связанные с появлением здесь оползневых тел.

Определившееся с помощью моделирования понятие о критической глубине, служащей принципиальной границей раздела двух типов формаций, позволяет нарисовать схему распределения разных типов осадков в области перехода от шельфа к глубоководью (табл. 1, фиг. 6).

При анализе моделей наблюдаются следующие закономерности. Среди осадков, залегающих в виде клиноформ, выклинивающихся у бровки



Фиг. 6. Распределение разных типов ритмичного накопления осадков (фациальная зональность). См. табл. 1

и подошвы склона, выделяются четыре комплекса, накапливающихся на разных глубинах: 1) неритмичных глубинных осадков; 2) перемещенных осадков закритических глубин; 3) остаточных осадков до критических глубин; 4) смешанных осадков критических глубин. В верхнем комплексе ритмических осадков в зоне неустойчивого осадконакопления выделяются три подзоны: транспортировки, периодических размывов и периодических срывов, характеризующихся соответственно сплошным переслаиванием пород, нарушенной слоистостью и сорванной наклонной слоистостью и соответствующих, вероятно, 1) внутреннему шельфу; 2) внешнему шельфу и бровке континентального склона; 3) верхней части континентального склона. В нижнем комплексе ритмических осадков в зоне устойчивого осадконакопления (нижняя часть континентального склона) выделяются подзоны порционного поступления материала (серии с градационной слоистостью) и вырождения влияния склона (серии с выклинивающейся градационной слоистостью). Комплекс глубинного накопления характеризуется параллельно-слоистыми ненарушенными осадками, выпадавшими из толщи воды и переносившимися иным способом, чем осадки первых трех комплексов.

Из модели вытекает, что ритмическое осадконакопление продолжается до тех пор, пока в бассейне существует область с закритическими глубинами, в которую может ритмически сгруживаться материал оползней из области докритических глубин, обуславливающих в свою очередь рит-

Таблица 1

Типы ритмичных осадков

Зона	Подзона	Комплекс	Серия
1. Докритических глубин (неустойчивого накопления)	1.1. Транспортировки	Остаточных осадков	1.1. Сплошного переслаивания пород
	1.2. Периодических размывов		1.2. С нарушенной слоистостью вследствие периодических размывов
	1.3. Периодических срывов		1.3. С сорванной наклонной слоистостью
2. Критических глубин	2.1. Смешанного накопления	Смешанных осадков	2.1. Со сложной слоистостью
3. Закритических глубин (устойчивого накопления)	3.1. Порционного поступления материала	Перемещенных осадков	3.1. С градационной слоистостью
	3.3. Вырождения влияния склона		3.2. С выклинивающейся градационной слоистостью
	3.3. Глубинного накопления	Неритмичных глубинных осадков	3.3. Горизонтально-слоистая

мичное строение остаточных осадков докритической зоны. После того как бассейн оказывается заполненным до критической глубины и его глубина становится меньше критической, оползание прекращается и автоколебательная система перестает существовать. На фиг. 2 видно, что выпуклость кривой, ограничивающей поверхность осадков и не достигающей первого критического угла α_1 , становится все меньше, поверхность отлагающихся осадков постепенно приближается к горизонтальной, и наконец, бассейн оказывается полностью заполненным. Геологический вывод, вытекающий из этих данных, касается восстановления палеотектонической обстановки накопления ритмично построенных толщ, а также особенностей формирования крупных седиментационных ритмов в осадочных сериях.

Согласно полученной модели в развитии осадконакопления и в формировании профиля дна бассейна выделяются три стадии. В первую стадию при крутизне дна, превышающей второй критический угол α_2 , осадконакопление идет лишь ниже критической глубины. Толща осадков, накапливающихся на критических глубинах, состоит из ритмически повторяющихся слоев, образованных переотложенным в виде оползней или мутьевых потоков материалом, первоначально накапливавшимся в докритической зоне. Периодичность поступления этого материала определяется периодичностью в достижении поверхностью осадка в докритической зоне первого критического угла α_1 , зависящей от параметров бассейна. В целом эта толща, сложенная ритмически повторяющимися отложениями мутьевых потоков, согласно представлениям, сформулированным в работе [22], может соответствовать флишу.

Характерная особенность отложений первой стадии — их трансгрессивное залегание, а также отсутствие осадков докритической зоны, что согласуется с геологическими данными. Отсутствие шельфа или его небольшие размеры — характерная черта флишевых бассейнов [2].

М. Г. Леонов, собравший обширный материал по древним и современным флишевым бассейнам, утверждает, что в Черноморской впадине от отложений шельфа флиш отделен зоной отсутствия современных осадков и размыта более древних отложений. Одновременно этот исследователь приводит убедительные доказательства того, что образование флиша происходит в зоне подводного склона и у его подножия. Он справедливо считает, что следует отказаться от такого понятия, как флишевый бассейн, и говорить о зоне образования флиша в бассейне, где одновременно происходит накопление и других типов осадков [7].

• К началу второй стадии образуется устойчивый профиль дна бассейна, наклон которого в крутой части достигает второго критического угла α_2 . В таком бассейне со сформированной автоколебательной системой накопление осадков идет как в закритической, так и докритической зонах. В закритической зоне по-прежнему накапливаются толщи оползневого и турбидитного происхождения, подобные флишу, а в докритической — так же ритмично чередующиеся слои наклоннослоистых пород с сорванными или размытыми поверхностями напластования. Отдельные ритмы, синхронные флишевым, здесь крупнее последних, в них наблюдается резкая несогласованность внутренних структур с ограничивающими поверхностями, что придает толще в целом линзовидный облик. Эти толщи имеют много общего с морской молассой, при отложении которой часто возникают явления подводного скольжения, создающие вторичную косую слоистость [3]. Морская моласса сложена примерно тем же набором пород, что и флиш: аргиллитами, алевролитами, песчаниками с подчиненными конгломератами и мергелями, что вполне согласуется с тем выводом моделирования, что закритические осадки являются продуктом переотложения докритических осадков. В природных бассейнах широко распространено сонахождение разновозрастных толщ моласс и флиша, нередко связанных латеральными переходами. Так, в отложениях нижней перми Предуральского прогиба наблюдается латеральный переход карбонатно-песчано-глинистых и грубообломочных моласс в карбонатно-песчано-аргиллитовый флиш [17]. В области перехода от молассы к флишу распространено чередование нормально-осадочных и переотло-

женных пород, указывающее на сложные фациальные переходы между этими двумя формациями.

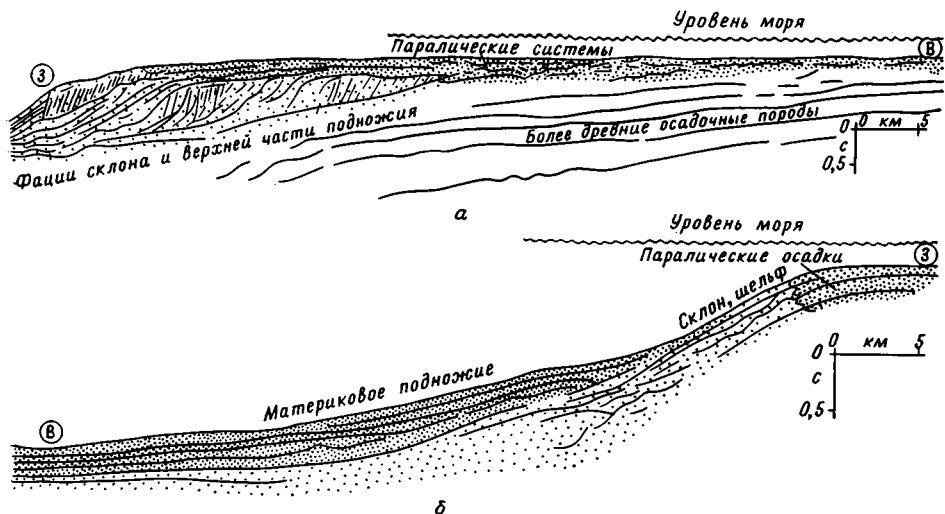
Наконец, третья стадия развития бассейна наступает после того, как вся закритическая зона оказывается заполненной осадками, и его глубина становится меньше критической. В эту стадию — стадию отмирания автоколебательной системы — образование рассмотренных нами типов ритмичных осадков (см. табл. 1) в бассейне прекращается. Наклон поверхности осадков в докритической зоне не достигает критического угла, и постепенно кривая рельефа поверхности дна становится все менее наклонной и, наконец, почти параллельной урезу воды. В сложении формируемой в эту стадию толщи все большую роль играют осадки малых глубин. В строении последних также часто участвуют автогенные ритмичные комплексы, но возникающие иным, изученным И. Р. Бирбауэром [19], способом.

Таким образом, в течение трех стадий развития бассейна, определяющихся только его внутренними свойствами, в нем накапливается трансгрессивно-регрессивный комплекс осадков, представляющих единый седиментационный цикл. Установленная таким образом смена трансгрессивных серий регрессивными в течение одного седиментационного цикла развития без вмешательства внешних сил является важным геологическим выводом. Легко представить, что в случае изменения уровня воды в бассейне вследствие его колебаний в Мировом океане или тектонических подвижек повторение этих циклов может быть многократным, что и наблюдается в толщах кайнозойских отложений как отдельных частей Альпийского пояса, так и всей области в целом. Вместе с тем при тектонических подвижках наклон новообразованного дна может столь сильно превышать значения критических углов, что описанная ритмическая седиментация будет прервана образованием обвалов и оползней, задачей которых является восстановление равновесного профиля дна. В это время будут накапливаться толщи с олистостромами, которые, как правило, оказываются приуроченными к границам трансгрессивно-регрессивных серий [18].

ПРИРОДНЫЕ БАССЕЙНЫ, РАЗВИВАЮЩИЕСЯ В УСЛОВИЯХ АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

На конкретных сейсмоакустических профилях у побережий Африки, в Мексиканском заливе, Беринговом и Гренландском морях [14, 20, 25] видно внутреннее строение современных осадков (фиг. 7). Здесь выше акустического фундамента в пределах шельфа и на континентальном склоне, наклон которого составляет около 6° и который четко выражается в рельефе дна, выделяется толща терригенных осадков, имеющих линзовидное строение. В области континентального склона мощность этих линз резко увеличивается. Они кулисно располагаются по отношению одна к другой и имеют эрозионные внешние и внутренние контакты, которые срезают внутреннюю слоистость этих линз. В одном из профилей у берегов Шпицбергена, в разрезах восточной окраины Атлантического океана видно [25], что внешний край этих линз имеет более крутой наклон, чем остальная часть склона, что делает их очень похожими на осадочные линзы, полученные в модели. Эти отложения у подножия склона переходят в тонкоритмичную турбидитную толщу. Последняя по неровному эрозионному контакту ложится на оползневую толщу хаотического сложения, возникновение которой авторы связывают с усилившимися во время ее образования (миоцен) дифференцированными движениями на западной окраине Шпицбергена, приведшими к образованию системы горстов и грабенов. В направлении континентального склона мощность этой толщи резко сокращается, и границы становятся почти параллельными, фиксирующими поверхность срыва.

Ряд исследователей [14, 24], изучавших сейсмическими методами и с помощью бурения особенности седиментологии терригенных осадков плейстоцена в Мексиканском заливе, приходят к выводу о переотложен-



Фиг. 7. Схемы сейсмических отражений на голоценовых континентальных окраинах [14] *а* — отражения, характерные для дельтовых и склоновых систем, накапливающихся у юго-западного побережья Африки; *б* — отложения материкового подножия Новой Шотландии

ном характере осадков нижней части континентального склона. Так, Л. Ф. Браун и У. Л. Фишер [14] считают, что в фациях континентального подножия источником осадочного материала служили в основном отложения шельфа, склона или конусов дельт, подвергшихся подводной эрозии по системе подводных каньонов.

В настоящее время получены многочисленные данные о формировании проградирующих в глубь акваторий линз осадков, наращивающих склон и шельф бассейнов. По данным Ч. Д. Стюарта и Ч. А. Каугхея [14], в Мексиканском заливе на протяжении палеоген-неогенового и плейстоценового времени происходит смещение шельфа в глубь акватории, за счет чего в пределах шельфа под поверхностью шельфовых осадков залегают дельтовые клиноформы, отлагавшиеся на склоне (см. фиг. 7, *а*). В разрезе плейстоцена здесь выделяются две линзовидные толщи осадков. Каждая из них вдоль внутренней части шельфа сложена маломощной пачкой песчанистых осадков, которые в сторону бассейна сменяются расширяющимися комплексами илов, подстилающих внешний шельф. Осадки склона в различной степени подвергаются гравитационному перемещению. Возникновение оползней авторы связывают с быстрым фронтальным наращиванием шельфа осадками, что приводило к возникновению критического угла, нестабильности осадков и их срыву. Толщи, отлагавшиеся в верхней части склона, в виде общей массы перемещались вниз по склону и в области континентального подножия образования сливающиеся между собой конусы выноса. Крупнейшим из них является конус Миссисипи. Он тянется на 600 км от берега и сменяется фациями абиссальной равнины. В верхней части конус переходит в грубозернистые терригенные отложения континентального склона, принесенные реками. В центральной части конуса на обширных площадях, окаймлявших область первоначальной концентрации осадков, развиты сложные оползневые комплексы. Образование оползней, по мнению авторов, происходило спорадически в зависимости от гравитационной нестабильности, обусловленной быстрой седиментацией. Хаотические комплексы на сейсмопрофилях чередуются с выдержанными по площади отражающими горизонтами (вероятно, турбидиты или пелагические осадки). Самая нижняя часть конуса характеризуется малым градиентом мощностей. Характерна непрерывность отражений. По данным бурения, здесь распространены отложения турбидитных потоков и пелагических илов. На сейсмических разрезах плейстоценовые отложения абиссальной равнины,

Примеры интерпретации модели циклического осадконакопления

Показатель	H , м	q , 10^2 м ² /год	α_1	α_2	α_3	$\operatorname{tg} \alpha_1$	$\operatorname{tg} \alpha_2$	$\operatorname{tg} \alpha_3$	l , 10^3 м	K , м ² /год	τ_{10} , 10^6 лет
Базовая модель	0,55	131	22	11	3	0,4	0,2	0,05	0,008	1 000 ÷ 100 000	$1,9 \cdot 10^{-10}$
I	1650	0,08	8	4	1	0,14	0,07	0,02	68,6	0,7 ÷ 70	21
II	1650	0,07	8	4	1	0,14	0,07	0,02	68,6	1,63 ÷ 163	9
III	550	0,07	8	4	1	0,14	0,07	0,02	22,8	1,63 ÷ 163	1

Примечание. H — глубина модели; q — удельный поток осадочного материала, α_1 , α_2 , α_3 — критические углы; l — длина модели; K — коэффициент подвижности (увеличивается от нижней части модели к верхней обратно пропорционально квадрату глубины в 100 раз); τ_{10} — время накопления 10 циклов; I — III — интерпретация модели применительно к природным объектам.

в которые переходят осадки нижней части конуса выноса, представлены в основном параллельно-слоистым типом сильных отражений турбидитов и пелагических осадков.

С данными о форме современных осадочных тел на континентальном склоне этих акваторий, способах их образования хорошо согласуются результаты, полученные при моделировании автоколебательной системы в бассейне седиментации, что свидетельствует о возможности их возникновения в природных бассейнах. Из модели вытекает, что вследствие последовательного ступенеобразного наращивания линз осадков фронт осадконакопления наступает в глубь бассейна (см. фиг. 2). В своей верхней части эти осадки подстилают и формируют мелководную область, через которую идет транспортировка материала, т. е. шельф. Размеры этой области в значительной степени определяются продолжительностью действия автоколебательной системы, т. е. возрастом бассейна. Отсюда вытекает геологический вывод, что шельфы присущи зрелым бассейнам и по крайней мере в области пассивных окраин являются насыпными образованиями. Действительно, если мы обратимся к Международной тектонической карте Европы 1979 г. [16], то обнаружим, что обширные шельфы Берингова и Балтийского морей, а также восточного побережья Гренландии сложены осадками олигоценового и неогенового возраста. В то же время молодые (олигоценовые и пастолгоценовые) средиземноморские бассейны окружены очень узкими полосами шельфов.

Полученная при моделировании количественная оценка процесса ритмичного осадконакопления дает возможность, используя метод подобия нашей модели природным объектам, перейти и к его количественным оценкам.

Для этого следует использовать количественные характеристики всех параметров модели, теорию подобия и количественные характеристики некоторых параметров природных бассейнов. Критерии подобия позволяют вычислить остальные характеристики процесса. При этом «базовая модель» дает как бы обобщенное решение, поддающееся разным интерпретациям, если задавать разные основные характеристики бассейнов. В табл. 2 представлены все количественные характеристики параметров модели и приведены три варианта ее интерпретации: для одинаковых по размерам бассейнов, различающихся по величине поступления материала, умеренного в первом варианте и значительного во втором, и для меньшего по размерам и более мелководного бассейна при значительном поступлении терригенного материала в третьем варианте. Первый и второй варианты имитируют условия, характерные для Северного моря, третий — для южной части Каспийского моря. Критерии подобия для рассмотренной модели имеют следующий вид:

$$\frac{\tau}{l^2 R}; \frac{H}{R l q}; \frac{H}{l \operatorname{tg} \alpha}.$$

Если построить модель, аналогичную описанной, но со значительно увеличенной глубиной закритической зоны, то мощность циклов в этой

зоне уменьшится обратно пропорционально глубине закритической зоны. При этом уменьшится и время накопления циклов, но незначительно (порядок величин останется тем же). Таким образом, приведенная модель может характеризовать бассейны седиментации в широком диапазоне природных условий.

* * *

Приведенный материал показывает, что ритмичное строение осадочных толщ определяется разными причинами и отнюдь не обязательно вызывается воздействием периодических внешних сил на бассейн седиментации. Иными словами, ритмичность осадков может иметь не аллогенную природу, а во многих случаях определена внутренними свойствами бассейна. Именно они обуславливают возможность возникновения в нем автоколебательной системы. Внешние воздействия, бесспорно, могут нарушать период собственных колебаний системы, даже вызывать вынужденные колебания, но они совершенно не обязательны.

Результаты моделирования позволяют сформулировать условия возникновения собственных колебаний при осадконакоплении. Бассейн седиментации развивается как автоколебательная система в том случае, когда соблюдаются следующие три условия: 1) накапливающийся осадок тиксотропен; 2) коэффициент подвижности осадка изменяется с глубиной и зависит от нее нелинейно и 3) глубина бассейна превышает критическую глубину — глубину, ниже которой материал путем беспорядочного колебания частиц почти не поступает. Эти условия, по-видимому, удовлетворяются в большинстве достаточно глубоких бассейнов.

Ритмика осадконакопления в бассейне, обладающем свойствами автоколебательной системы, определяется параметрами этой системы. Параметрами, определяющими частоту колебаний этой автоколебательной системы, являются: коэффициент подвижности осадка, закон его изменения с глубиной, интенсивность поступления осадочного материала в бассейн и три критических угла, характеризующих механические свойства осадка в ненарушенном, нарушенном и во взмученном состояниях. Перечисленные параметры зависят, во-первых, от особенностей осадочного материала и, во-вторых, от гидродинамического режима бассейна. В разных бассейнах они, по-видимому, могут варьировать в значительных пределах.

Профиль дна моделируемого бассейна на стадии установившегося режима его развития имеет вполне определенную ступенеобразную форму и зависит от перечисленных выше параметров, а не от начальных условий модели. В достаточно глубоком бассейне такой профиль устанавливается вне зависимости от того, было ли ограничение бассейна изначально обрывистым или характеризовалось постепенным плавным погружением дна.

В бассейне при моделировании четко выделяется критическая глубина, которая разделяет бассейн (по глубине) на две зоны — докритическую и закритическую. Критическая глубина определяется перечисленными параметрами системы. Седиментация в закритической и докритической зонах принципиально различна, несмотря на то, что ритмика возникает в обеих зонах. Отложениями докритической зоны, вероятно, являются нижние молассы, закритической — флиш.

Обе разновидности ритмически построенных осадков образуются в течение единого этапа седиментации, формируются одновременно и сменяют одна другую по простиранию. Вместе с тем в конкретном вертикальном сечении отложения докритической зоны всегда залегают выше отложений закритической зоны. Ритмичное осадконакопление продолжается до тех пор, пока центральные части бассейна имеют закритическую глубину и, следовательно, в нем существуют обе зоны. На заключительной стадии заполнения бассейна его глубина становится меньше критической, автоколебательная система перестает существовать, и ритмическое осадконакопление в бассейне прекращается. Под воздействием внешних сил оно может быть возобновлено.

Продвигающийся фронт осадконакопления оставляет за собой не только мощную толщу осадков, но и сравнительно мелководную плоскую зону транспортировки материала, т. е. шельф, который в рассмотренном случае, применимом к пассивным континентальным окраинам, является насыпным образованием.

Литература

1. Аквис Т. М., Девдариани А. С. Математическая модель осадконакопления на материковых окраинах Атлантического океана//Геология морей и океанов. Т. 3. М.: ИО АН СССР, 1982. С. 10—11.
2. Афанасьев С. Л. Выдержанность слоев во флише//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42. № 3. С. 55—69.
3. Геологический словарь. Ч. I. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 402 с.
4. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 645 с.
5. Девдариани А. С., Питовранов С. Е. Закономерности формирования осадочного чехла материковых окраин (по результатам математического моделирования)//Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. С. 55—83.
6. Каледа Г. А. Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах//Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. М.: ВНИГНИ, 1970. С. 5—89.
7. Леонов М. Г. Флиш — образование подводного склона//Литология и полез. ископаемые. 1972. Т. 12. № 2. С. 262—266.
8. Лукьянов А. В. Моделирование систем, имеющих циклическое развитие//Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 23—32.
9. Лукьянов А. В. Автоколебательные системы в геологии и их моделирование//Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск: Наука, 1983. С. 67—70.
10. Лукьянов А. В. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах. Моделирование//Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 8—86.
11. Лукьянов А. В. Собственные колебания в моделях геологических автоколебательных систем//Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 94—112.
12. Лукьянов А. В., Зиньков В. В., Щерба И. Г. Автоколебательная природа ритмичности осадконакопления//Геология морей и океанов. Т. 3. М.: ИО АН СССР, 1982. С. 33—35.
13. Лукьянов А. В., Щерба И. Г., Зиньков В. В. Образование ритмично построенных толщ в результате возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации//Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: Наука, 1984. С. 99—107.
14. Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Пейтона Ч. М.: Мир, 1982. Ч. I. 839 с.; Ч. 2. 845 с.
15. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 366 с.
16. Тектоническая карта Европы и смежных областей. М.: ГУГК, 1979.
17. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала//Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 2. С. 21—32.
18. Щерба И. Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области//Геотектоника. 1983. № 5. С. 90—106.
19. Beerbower I. R. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation//Kansas Geol. Surv. Bull. 1964. V. 169. P. 31—42.
20. Hinz K., Schlüter H.-U. Continental margin of east Greenland//Proc. X world petroleum congr. 1980. V. 2. P. 405—422.
21. Lukyanov A. V. External and internal causes of the cycles in some geological phenomena//J. Interdiscipl. Cycle Res. 1972. V. 3. № 3—4. P. 358.
22. Leliavsky S. An Introduction to fluvial hydraulics dover. N. Y., 1959. 257 p.
23. Rich I. L. Three critical environment of deposition and criteria for recognition of rocks//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1951. V. 55. № 1. P. 1—20.
24. Stanley D. I., Unrug R. Submarine channel deposits, fluxeturbidites and other indicators of slope and base of slope environments in modern and ancient marine basins//Recognition of ancient sedimentary environments. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Tulsa. 1972. № 16. P. 287—340.
25. Schlüter H.-U., Hinz K. The continental margin of west Spitsbergen//Potarforschung. 1978. № 48 (1/2). P. 151—169.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
30.XII.1983

УДК 552.14(262.5)

О ДИАГЕНЕТИЧЕСКОМ СУЛЬФИДЕ ТРЕХВАЛЕНТНОГО ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

МОРОЗОВ А. А., СИДОРЕНКО Г. А., КОРОВУШКИН В. В.

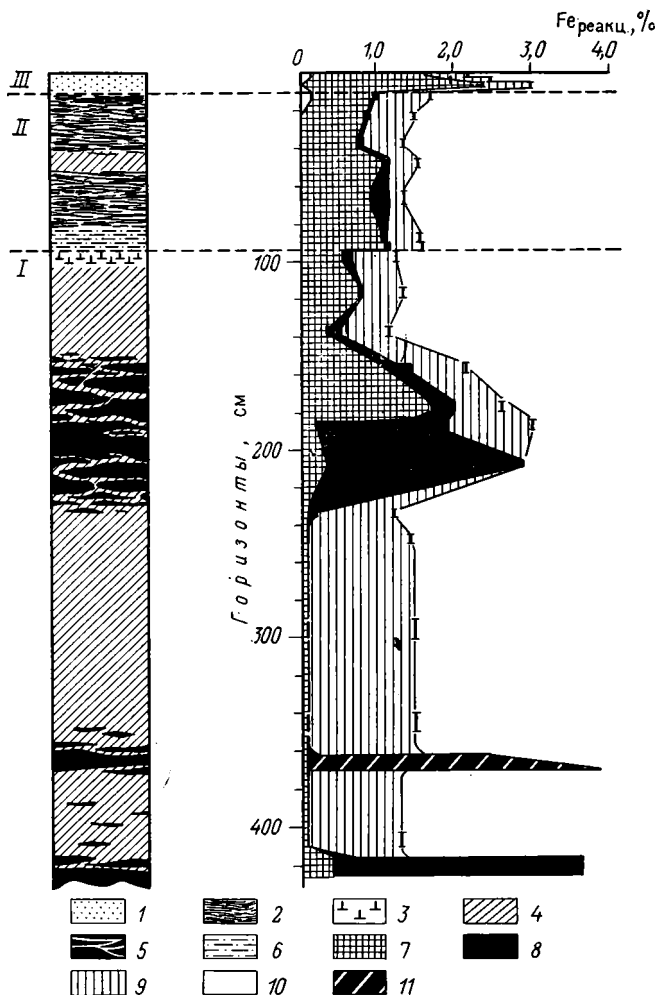
Использован комплекс инструментальных и химических методов, что позволило впервые обнаружить в природных отложениях — новоевксинских осадках Черного моря — присутствие сульфидных соединений трехвалентного железа и охарактеризовать их состав. Предложен геохимический механизм формирования и показана важная роль этих фаз для реконструкции обстановки осадконакопления и диагенеза.

Сульфидные соединения Fe(III), за исключением грейгита, до сих пор не были обнаружены с достоверностью в морских осадках, хотя неоднократно обсуждались теоретические и экспериментальные предпосылки возможности их образования [1, 5, 6, 12]. Их присутствие в черноморских новоевксинских отложениях было установлено нами при помощи рентгенофазового анализа препаратов, приготовленных по специальной методике из образцов сульфидных гидротроилитовых прослоев, отобранных в 8-м рейсе НИС «Витязь» (1984 г.). Отбор проб из осадочных колонок на борту судна проводился с максимальными предосторожностями, исключающими окисление сульфидной составляющей осадка. Влажные илы, содержащие рассеянные сульфиды и полутвердые сгустки, промывались в бескислородных условиях ацетоном, герметизировались и хранились в инертной атмосфере (Ar) в охлажденном состоянии. Перед инструментальным и химическим анализом ацетон удалялся спиртовой промывкой и образец высушивался до порошкообразного состояния в токе аргона при комнатной температуре. Эти условия, как известно из опыта лабораторных синтезов, не только существенно ограничивают возможность окисления и внутрифазных превращений в лабильных системах, но и могут способствовать некоторой окристаллизации аморфных фаз, допуская рентгенографическую диагностику химически индивидуальных соединений [3, 4].

Исследуемый препарат, приготовленный из осадка западного континентального склона моря (ст. 805, координаты: 42°28,1' с. ш., 28°51,4' в. д., глубина моря 1585 м, горизонт 362—370 см от поверхности дна), представляет собой черный, тонкий порошок с хорошо выраженными магнитными свойствами (фиг. 1). Сульфидная составляющая быстро окисляется на воздухе (5—6 ч, а во влажном состоянии — в течение 1 ч), мгновенно растворяется в разбавленных кислотах с выделением H₂S и S⁰, а также в горячей концентрированной щелочи (NaOH ~20%) с образованием оранжево-красного раствора, который при стоянии обесцвечивается и выделяет гидроокись железа. Аммиачный раствор гидроокиси цинка (реактив Стокса [3]) при 25°С практически не разлагает сульфида.

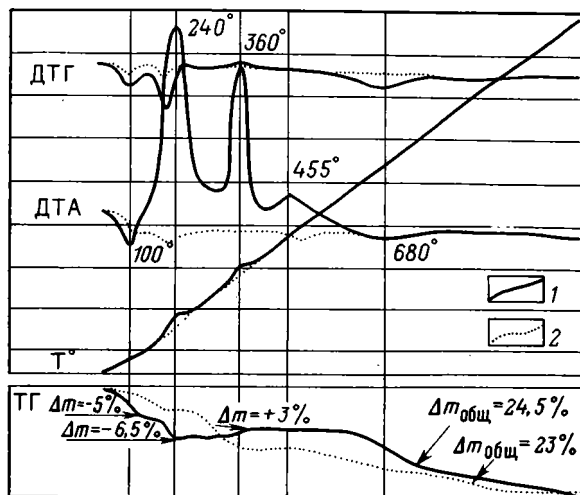
В этом препарате была обнаружена высокодисперсная кристаллическая сульфидная фаза, присутствующая в ассоциации с кварцем, кальцитом, плагиоклазом, следами доломита и хлорита. Набор значений межплоскостных расстояний и относительных интенсивностей рефлексов позволил уверенно идентифицировать ее с тетрагональным сульфидом Fe₂S₃, известным ранее только как продукт лабораторного синтеза [9]. Наличие Fe(III) в сульфидной форме было подтверждено далее методом ЯГР и фазовым химическим анализом.

Синтетический аналог обнаруженного кристаллического сульфида был получен действием H₂S на раствор метилата или этилата Fe(III)



Фиг. 1. Литологическая характеристика и распределение форм реакционноспособного железа (в процентах на бескарбонатное вещество) в отложениях западного континентального склона (ст. 805, глубина моря 1585 м, координаты: 42°28,1' с. ш., 28°51,4' в. д.) I—III — горизонты (I — новозвксинский, II — древнечерноморский, III — современный); 1—6 — осадки (1 — известковые кокколитовые, 2 — сапропелевые бескарбонатные, 3 — хомогенные карбонаты, 4 — терригенные слабокарбонатные, 5 — то же, обогащенные дисперсными сульфидами железа — гидротроилитом, 6 — полосчатые алевроито-пелитовые — переходный горизонт); 7—11 — формы железа: 7 — пиритное, 8 — сульфидные Fe(II), 9 — несульфидные Fe(II), 10 — Fe(III), 11 — сульфидное Fe(III)

в спиртобензольной смеси. Этот же сульфид, однако, в весьма плохо окристаллизованном состоянии получался из аммиачного тарtratного раствора, а при взаимодействии H_2S со свежесозажденной гидроокисью железа, как правило, образуются аморфные продукты. Поэтому логично допустить, что реальный исходный осадок мог и не содержать кристаллической фазы, а ее формирование было инициировано дегидратацией аморфного сульфида при ацетоновой отмывке и высушивании. Тем не менее идентификация кристаллических структур синтетического и обнаруженного нами сульфидов Fe_2S_3 представляет собой необходимое и достаточное доказательство присутствия в осадке сульфида Fe(III), степень окристаллизованности которого имеет подчиненное значение. С этой целью по приведенным в работе [9] значениям параметров тетрагональной элементарной ячейки a_0 и c_0 с помощью ЭВМ СМ-1 Е. П. Александровым (ВИМС) было выполнено индиферирование всех рефлексов порошкограммы синтетического сульфида, что позволило провести уточнение параметров его ячейки и определение этих структурных характеристик обнаруженной фазы (табл. 1).



Фиг. 2. Результаты термогравиметрического анализа препарата
1 — на воздухе; 2 — в атмосфере гелия (Δm — измерения массы)

Исследование препарата методом ЯГР показало присутствие в нем трех железосодержащих фаз. Спектр представляет собой наложение секстиплета, соответствующего грейгиту, и двух дублетов. Дублет с изомерным сдвигом $\delta = 1,25$ мм/с и квадрупольным расщеплением $\Delta = 2,4$ мм/с от ионов Fe^{2+} в несulfидном окружении идентичен спектру хлорита. Второй дублет с параметрами $\delta = 40$ мм/с и $\Delta = 0,55$ мм/с характеризует фазу сульфида Fe(III) . Эти величины отвечают высокоспиновому состоянию Fe(III) в октаэдрической координации с высокой степенью ковалентности связи. Дублетный характер спектра при 300 и 87 К свидетельствует о парамагнитном состоянии минерала, т. е. ферромагнитные свойства препарата в целом следует отнести за счет примеси грейгита. Разделить грейгит и сульфид при помощи магнитной сепарации не удастся, что свидетельствует о тесном взаимном проникновении этих фаз, которое может быть результатом их генетической связи. Наличие такой

Таблица 1

Рентгенометрические характеристики синтетического и природного сульфидов Fe(III)

Синтетический [9]			Природный	
hkl	d	I	d	I
021	5,20	10	5,20	10
013	4,12	2	—	—
023	3,49	2	3,48	5
032	3,25	2	—	—
223	2,98	8	2,95	10
040	2,82	1	—	—
015	2,568	1	—	—
332	2,458	7	2,45	7
125	2,334	2	2,35	2
440	1,992	2	—	—
060	1,885	3	1,89	4
154	1,837	6	1,840	3
046	1,733	9	1,735	9
018	1,622	1	—	—
460	1,566	2	—	—
$a = 11,30 \text{ \AA}$ $c = 13,05 \text{ \AA}$			$a = 11,30 \text{ \AA}$ $c = 13,14 \text{ \AA}$	

связи стало очевидным при повторном анализе образца методом ЯГР после трехмесячной выдержки при комнатной температуре (а также после единичного контакта с атмосферой), который зафиксировал распад фазы сульфида Fe(III) с образованием грейгита и несульфидного Fe(II).

Термический анализ препарата выполнялся Р. Н. Юдиным (ВИМС) на дериватографе фирмы MOM из навесок 200 мг на воздухе и в атмосфере гелия (фиг. 2). В первом случае фиксируются три экзоэффекта: при 240, 360 и 455° С. Реакция, протекающая при 240° С, связана с потерей массы, а при 360° С — с некоторым ее увеличением; выше 455° С наблюдается постепенное удаление продуктов разложения. Конечным продуктом (при нагревании до 1000° С) является гематит. Весьма примечательно, что, согласно рентгенофазовому контролю, промежуточные продукты, полученные прокаливанием при 300 и 420° С, на дифрактограммах не проявляют признаков кристаллических сульфидных и окисных фаз. Таким образом, окислительное разложение сульфида Fe(III) имеет сложный последовательный характер и протекает как минимум в три стадии, из которых первые две отвечают образованию и превращению аморфных продуктов. При нагревании в атмосфере гелия фиксируются три весьма слабых эндоэффекта (при 230, 470 и 680° С); потеря массы происходит довольно равномерно во всем интервале температур, однако наиболее заметна при 230° С. Нагревание до 1000° С приводит к образованию магнетита и гексагонального пирротина.

Химико-аналитическое определение состава исследуемого препарата значительно осложнено присутствием в нем наряду с сульфидом Fe(III) различных соединений железа и серы, которые могут принадлежать исходному осадочному материалу и являться продуктами внутрифазных окислительно-восстановительных процессов в системе Fe(III)—Fe(II)—S²⁻—S⁰. Помимо существенного количества несульфидного Fe(II) и грейгита, содержание которых согласно данным ЯГР увеличивается в соотношении Fe(II):Fe_{гр} ≈ 1:1 при распаде сульфида Fe(III), в препарате возможны примеси: Fe(III) слабокристаллизованных гидроокисных форм и гидрослюда, аморфного моносульфида, пирита, элементарной серы, а также серы сульфатов. Учитывая эти обстоятельства, авторы приняли следующий ход химического анализа, предусматривающий на каждом этапе соблюдение строго бескислородных условий (Ar).

После предварительного исчерпывающего извлечения S⁰ экстракцией ацетоном и спиртовой отмывки проводилось постепенное понижение величины рН водной суспензии препарата соляной кислотой от 7,5 до 1,0 с интенсивным перемешиванием при комнатной температуре до прекращения выделения H₂S. Этот режим обеспечивает полноту восстановления Fe(III) в легкорастворимой части препарата по реакции $2\text{Fe}^{3+} + \text{S}^{2-} \rightarrow 2\text{Fe}^{2+} + \text{S}^0$. Известными методами [2, 7] определялись продукты разложения: S²⁻, S⁰, S₈₀, Fe²⁺, Fe³⁺. Отдельная навеска вещества обрабатывалась H₃PO₄ (1:4) для определения несульфидного Fe(III), которое, согласно нашим исследованиям [3], в отличие от Fe(III), связанного с S²⁻, при 25° С образует фосфатный комплекс, предотвращающий его восстановление выделяющимся H₂S. Нерастворившийся остаток разлагался далее 1,5 н. HCl при нагревании до 90—100° С с определением указанных продуктов. При последующем кипячении с CrCl₂ выделялась и определялась сера пирита. Результаты определений вместе с данными ЯГР, характеризующие различные этапы распада фазы сульфидного соединения Fe(III), представлены в табл. 2.

Наблюдаемые внутрифазные изменения могут вызываться различными причинами: периодическими выдержками при комнатной температуре, кратковременными контактами с атмосферой, а также обработкой осадка ацетоном. Механизмы действия этих факторов и степень их влияния на изменение состава предстоит в дальнейшем выяснить, так как они весьма информативны в отношении химической природы исследуемых соединений. Интерпретацию полученных результатов целесообразно проводить, исходя из следующих соображений.

Результаты анализов и составы препарата

Номер анализа	Мёсбауэровская спектроскопия (ЯГР)			
	время и условия выдержки	% от $\sum \text{Fe}$		
		Fe(III) сульфид	Fe грейгит	Fe(II) хлорит
I	4 мес после отбора, 5° С, аргон	82	7	11
II	3 мес после анализа I, 25° С, единичный контакт с атмосферой	56	21	23

Химический анализ (8 мес после отбора)

форма элемента, ат. ед. $\sum \text{Fe} = 1,00$	режим кислотной обработки		
	$t = 25^\circ \text{C}$		$t = 90-100^\circ \text{C}$
	HCl, pH = 1,0	H ₃ PO ₄ (1:4)	1,5 н. HCl
S ²⁻	0,360	0,420	0,082
S ⁰	0,230	0,170	0,014
S _{SO₄}	0,060	—	0,015
Fe(II)	0,890	0,760	0,033
Fe(III)	He обн.	0,130	0,067
III	Кипячение с CrCl ₂ $S_{\text{пирит}} = 0,014$; $\text{Fe}_{\text{пирит}} = 0,007$		
	Валовый состав (разложение Br ₂ + HNO ₃)		FeS _{0,020}
	Валовый состав по сумме форм (без S ⁰ _{исх})		FeS _{0,775}
	Проекстрагировано ацетоном S ⁰ _{исх}		0,145

Составы сульфидной части препарата при теоретическом составе грейгита и содержании 0,13 ат. ед. несульфидного Fe(III)

I	$[0,69\text{Fe}^{3+}\text{S}_{1,08}^{2-} \text{ или } 0,11\text{FeS}_{1,50} + 0,58\text{FeS(OH)}] + 0,07\text{FeS}_{1,33}$
II	$[0,43\text{Fe}^{3+}\text{S}_{1,10}^{2-} \text{ или } 0,086\text{FeS}_{1,50} + 0,344\text{FeS(OH)}] + 0,21\text{FeS}_{1,33}$
III	$[0,21\text{Fe}^{3+}\text{S}_{1,24}^{2-} \text{ или } 0,11\text{FeS}_{1,50} + 0,10\text{FeS(OH)}] + 0,32\text{FeS}_{1,33}$

Обнаружение индивидуальной кристаллической структуры, отвечающей экспериментально установленному составу Fe₂S₃ [9] (см. табл. 1), — прямое доказательство присутствия в препарате фазы со стехиометрией, близкой к указанной. Однако сульфидизация аморфной гидроокиси железа в условиях низких концентраций сульфидной серы (H₂S, HS⁻, S²⁻) может приводить к образованию гидроксотиокомплексов Fe(III) с меньшим содержанием серы, что с позиций координационной химии отвечает существованию полимерных цепей и агрегатов состава Fe_n³⁺S_m²⁻(OH)_k. Теоретический состав грейгита описывается формулой обращенной тиошпинели: Fe²⁺Fe₂³⁺S₄²⁻. В нем несомненно присутствие группировок разновалентного железа, ответственных за ферромагнитные свойства и характер спектра ЯГР [10], однако химическая природа этого сульфида и обнаруженная нами генетическая связь его с сульфидом Fe(III) допускают широкие вариации состава, прежде всего в содержании сульфидной серы (S²⁻/Fe_{общ}) и, возможно, в соотношении Fe²⁺/Fe³⁺. Логично предположить также присутствие в грейгите некоторого количества S⁰, которая, будучи наряду с Fe(II) продуктом окислительно-восстановительной реакции в фазе сульфида Fe(III), может частично замещать сульфидную серу в формирующейся решетке грейгита. Неопределенность относительно состава обоих сульфидов заставляет выражать сульфидную часть препарата в переменных коэффициентах

$$a\text{Fe}^{3+}\text{S}_x^{2-} \cdot b\text{Fe}_{0,33}^{2+}\text{Fe}_{0,67}^{3+}\text{S}_y^{2-} \cdot c\text{Fe}^{2+} \cdot d\text{Fe}_{\text{исх}}^{2+} \cdot 0,13\text{Fe}_{\text{несульф}}^{3+} \cdot 0,145\text{S}^0 \times \\ \times 0,007\text{FeS}_2 \cdot 0,075\text{S}_{\text{SO}_4}, \quad (1)$$

где $a\text{Fe}^{3+}\text{S}_x^{2-}$ — фаза сульфидного соединения Fe(III); $b\text{Fe}_{0,33}^{2+}\text{Fe}_{0,67}^{3+}\text{S}_y^{2-}$ — фаза грейгита; $c\text{Fe}^{2+}$ — несульфидное Fe(II), выделившееся наряду с грейгитом и S^0 при распаде фазы сульфида Fe(III), $d\text{Fe}_{\text{исх}}^{2+}$ — несульфидное Fe(II) в исходном материале (хлорит).

Расчет коэффициентов (при условии $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}=0,5$ и отсутствии S^0 в грейгите) дает интервал возможных содержаний стехиометрического сульфида Fe_2S_3 от 0,11 до 0,21 ат. % по железу в зависимости от состава грейгита:

$$0,21\text{Fe}^{2+}\text{S}_{1,24}^{2-} \cdot 0,32\text{FeS}_{1,33} \quad (2)$$

при составе грейгита Fe_3S_4 ($y=1,33$) или

$$0,21\text{Fe}^{3+}\text{S}_{1,50}^{2-} \cdot 0,32\text{FeS}_{1,16} \quad (3)$$

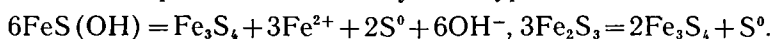
в расчете на стехиометрический сульфид Fe_2S_3 ($x=1,50$) и представления его для первого случая как

$$0,21\text{FeS}_{1,24}=0,11\text{FeS}_{1,50}+0,1\text{FeS}(\text{OH}). \quad (4)$$

Таким образом, в препарате, подвергнутом химическому анализу, не менее 10% железа находится в фазе обнаруженного рентгеном кристаллического сульфида Fe_2S_3 . Расчет проведен при том условии, что весьма незначительным количеством пирита (0,007 ат. ед. FeS_2), а также возможной примесью моносульфида FeS можно пренебречь, так как спектр ЯГР показал отсутствие в пробе Fe(II) в сульфидной форме при количественной оценке спектральных данных с точностью до 1% ΣFe (или 0,01 ат. ед.). Эксперимент показал также, что грейгит, хотя и замедленно, все же подвергается частичному растворению в кислоте при комнатной температуре. В связи с неопределенностью состава характер этого растворения пока не вполне ясен, однако для расчета достаточно обоснованно его можно представить как результат двух сопряженных процессов: растворение соли Fe(II) сульфожелезной кислоты с выделением $\text{Fe}_{\text{р-р}}^{2+}$ и H_2S и окислительно-восстановительное разложение кислотного остатка — $\text{Fe}^{3+}\text{S}_m^{2-} (2\text{Fe}^{3+} + \text{S}^{2-} \rightarrow 2\text{Fe}^{2+} + \text{S}^0)$.

Исходя из результатов химического анализа и изложенных теоретических положений, представляется возможным восстановить фазовые составы препаратов, соответствующие распределению железа согласно двум анализам ЯГР (см. табл. 2). Этот расчет построен на соблюдении условий баланса валовых содержаний Fe и S ($\text{FeS}_{0,92}$) и окислительно-восстановительной реакции распада: $\text{Fe}(\text{II})=0,5\text{S}^0$, и выполнен при допущении, что содержания серы сульфатов, пирита и несульфидного Fe(III) оставались при распаде образца постоянными. При этом несульфидное Fe(III), обнаруженное химическим анализом (0,13 ат. ед.), должно являться частью Fe(III), диагностированного ЯГР как сульфидное. В противном случае присутствие стехиометрического Fe_2S_3 исключается, так как отношение в фазе сульфида Fe(III): $\text{S}^{2-}/\text{Fe}^{3+}<1$. Выявленное противоречие заставляет учитывать, что высокая лабильность, отвечающая химической природе гидратированных координационных полимерных агрегатов $\text{Fe}_n^{3+}\text{S}_m^{2-}(\text{OH})_k$, допускает возможность формирования фрагментов кристаллической структуры Fe_2S_3 в массе аморфного сульфида за счет перераспределения S^{2-} . Неизбежным следствием такого перераспределения S^{2-} (при исходном $\text{S}/\text{Fe}\leq 1$) будет выделение Fe(III) в чрезвычайно рассеянной гидроокисной форме. Таким образом, наиболее вероятно, что в реальном осадке присутствует аморфный или весьма слабо окристаллизованный гидросульфид Fe(III) с величиной S/Fe , близкой к единице, а описанные подготовительные операции могут быть рекомендованы как методический прием для обнаружения подобных фаз при помощи рентгенофазового анализа. Относительно пригото-

ленного препарата, содержащего окристаллизованный Fe_2S_3 и свободную гидроокись железа, результаты расчета показывают (см. табл. 2), что внутрифазному распаду подвергается главным образом аморфная более реакционноспособная составляющая сульфида Fe(II) полимерного характера — $[\text{FeS(OH)}]_n$. Процесс такого распада для каждой из данных фаз может быть выражен в виде следующих уравнений:



Резюмируя изложенное, можно утверждать, что природные черноморские осадки описанного горизонта содержат существенное количество Fe(III) в форме сульфида (до 20% в препарате и при степени обогащения $\sim 1:5$ до 4% в реальном осадке). Обнаружение сульфидного соединения Fe(III) имеет весьма важное диагностическое значение, так как свидетельствует о происходившем в осадочной толще взаимодействии сульфидной серы с аморфной гидроокисью железа, а в общем случае — о накоплении окисленных форм элементов. Это позволяет на фоне современной сильно восстановительной обстановки в осадках выявлять периоды существования окислительных условий осадконакопления.

Сложившиеся к настоящему времени представления о событиях позднечетвертичной истории Черного моря [8] допускают реализацию таких условий в период от активизации ледникового стока до момента осолонения черноморских вод.

Для понимания геохимических процессов, ответственных за возникновение и сохранение в осадочной толще обнаруженной фазы, целесообразно рассмотреть известные способы образования сульфидных соединений Fe(III) , а также более подробно охарактеризовать особенности осадконакопления в указанный период.

В литературе описаны три варианта низкотемпературного синтеза сульфидов Fe(III) , отличающихся химической формой железа. Помимо упомянутых выше опытов с аморфной гидроокисью [5] и алкоголятами железа Fe(III) в неводной среде [9] обработке сероводородом подвергался слабощелочной раствор виннокислого комплекса Fe^{3+} [9, 11]. В качестве природного аналога этого эксперимента можно рассматривать взаимодействие бактериального сероводорода с разнообразными органокомплексами Fe(III) . Однако даже максимальные концентрации этих форм в иловых водах осадков столь низки, что, по-видимому, могут обеспечить лишь следовые и в настоящее время аналитически неопределимые количества сульфида.

Столь же практически малозначимым (с количественной стороны) представляется и другой теоретически возможный путь образования соединений этого типа, который заключается во взаимодействии некоторых форм Fe(II) с элементарной серой и ее растворимыми производными ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, S_n^{2-}) в щелочной среде. Содержания этих форм серы в осадках также чрезвычайно малы и не могут обеспечить накопления существенного количества сульфида. Однако на уровне микроконцентраций подобные взаимодействия вполне реальны и важны как деталь в общем механизме диагенетического сульфидообразования.

Таким образом, наиболее вероятным способом формирования в природных осадках химически и инструментально идентифицируемой фазы сульфида Fe(III) следует считать реакцию между растворенной сульфидной серой (HS^- , S^{2-}) и аморфной гидроокисью железа, предварительное накопление которой в отложениях является необходимым условием осуществления этого процесса.

Сульфиды Fe(III) метастабильны по своей химической природе. Они представляют собой довольно редкий пример сосуществования в одной твердой фазе сильного восстановителя (S^{2-}) с окисленной формой элемента Fe(III) . Окислительно-восстановительное взаимодействие между ними с образованием более устойчивых сульфидных форм (FeS , FeS_2 , Fe_3S_4) активно протекает в слабощелочных и нейтральных средах в интервале величин pH 4,5—7,0, а в щелочной среде замедляется по следующим причинам. Все известные соединения Fe(III) , на основе которых могут

быть получены низкотемпературные сульфиды Fe(III) , имеют координационную природу, в том числе и аморфная гидроокись железа, которая представляет собой систему сильно обводненных, неупорядоченных, в разной степени полимеризованных координационных структур, находящихся на разных стадиях процессов дегидратации и оляции. Это состояние реагента, полностью отвечающее коллоидно-химическому понятию геля, предполагает наиболее рациональное объяснение процесса сульфидообразования с позиций химии комплексных соединений с учетом коллоидно-химических эффектов — высокой проницаемости гелевых образований для истинно растворенных веществ и термодинамически обусловленных процессов дегидратации, протекающих вплоть до формирования фрагментов кристаллических структур.

Проявление окислительно-восстановительных свойств железа и серы в такой системе контролируется процессами деформации и разрушения координационной сферы иона Fe^{3+} . Высокие координационные возможности иона Fe^{3+} , обусловленные его зарядом, электронным строением и размерами, обеспечивают в щелочной среде образование лабильных, склонных к полимеризации анионных гидроксокомплексов.

Благодаря способности сульфидной серы выступать в роли монодентантного лиганда, одновременно осуществляя мостиковую связь между соседними ионами железа, элементарный акт ее взаимодействия с аморфной гидроокисью в этих условиях отвечает обмену гидроксильной группы в координационной сфере комплекса на сульфидную серу. При этом лигандное поле анионного комплекса в целом оказывает экранирующее действие на валентные электроны серы, предотвращая их перенос к центральным ионам Fe^{3+} , в результате чего S^{2-} становится одним из лигандов смешанного гидрокосульфидного координационного соединения.

Слабокислая и даже нейтральная среда препятствует формированию или вызывает разрушение насыщенной гидроксильной координационной сферы Fe^{3+} за счет нейтрализации и удаления части гидроксильных групп. Экранирующее действие анионного окружения в данном случае недостаточно для стабилизации связи $\text{Fe}^{3+} - \text{S}^{2-}$, и при взаимодействии в таких условиях беспрепятственно протекает та или иная окислительно-восстановительная реакция. Этим же объясняется чрезвычайно высокая чувствительность сформированных гидрокосульфидных и сульфидных соединений Fe(III) к понижению величины pH окружающей водной среды.

В пользу высказанных теоретических положений убедительно свидетельствует ряд специально проведенных лабораторных исследований [3, 5, 6].

Сульфидизацию аморфной гидроокиси железа можно с полным основанием отнести к классу топохимических взаимодействий, отличительной чертой которых является диффузионное проникновение подвижного растворенного реагента (HS^-) к фиксированному в твердой фазе реакционному центру — координационной сфере иона Fe^{3+} , что в случае обводненной проницаемой частицы геля отвечает относительно замедленному постепенному вовлечению вещества в реакцию. Последовательность в пространственном отношении дополняется, как отмечалось выше, последовательным характером сульфидизации индивидуальной координационной структуры, поскольку сохранение электронного равновесия в момент обмена лигандов, т. е. собственно образования связи $\text{Fe}^{3+} - \text{S}^{2-}$, обеспечивается именно за счет присутствия и влияния гидроксильных групп, организованных в координационную сферу. Поэтому смешанно-лигандное соединение, включающее наряду с сульфидной серой гидроксильные группы, неизбежно будет первым продуктом реакции. Из индивидуальных соединений этого типа достаточно уверенно можно говорить об аморфном гидрокосульфиде с $\text{S}^{2-}/\text{Fe}^{3+} = 1$, который был выделен наряду с канзитом при пропускании H_2S (в избытке) через суспензию свежеосажденной гидроокиси железа (pH 6) в бессолевой среде [5]. Факт существования фазы такого состава отражен в результатах анализа исследованного препарата — см. формулу (4). Экспериментально уста-

новлено, что дальнейшая сульфидизация этого промежуточного продукта несколько затруднена и требует присутствия в растворе заметного избытка сульфидной серы, тогда как фаза с $S^{2-}/Fe^{3+} < 1$ связывает растворенную серу полностью [5].

Сказанное позволяет предположить, что в условиях весьма низких концентраций сульфидной серы, характерных для иловых вод природных отложений, полная сульфидизация частиц геля гидроокиси не обеспечивает в целом стехиометрии сульфида Fe_2S_3 , а ограничивается формированием гидросульфидных соединений переменного состава.

Результаты анализа природной системы из осадков Черного моря полностью подтверждают правомерность такого подхода. В то же время нет оснований совершенно отрицать возможность фрагментарного выделения кристаллической решетки Fe_2S_3 из массы аморфного сульфидного геля при его старении, т. е. при дальнейшей дегидратации и упорядочивании. Тем не менее в силу своей химической нестабильности как аморфные гидросульфиды переменного состава, так и кристаллический Fe_2S_3 обречены в осадочной толще на окислительно-восстановительный распад, направление которого в зависимости от условий предстоит выяснить в дальнейшем.

Обрисовав в общих чертах особенности сульфидизации аморфной гидроокиси железа и характер образующихся продуктов, необходимо в истории позднечетвертичного черноморского осадконакопления выявить наиболее вероятные моменты ее интенсивного отложения.

Помимо проанализированного образца из новозевксинских гидротроилитовых отложений западного континентального склона (см. фиг. 1, ст. 805) присутствие сульфида $Fe(III)$ в следовых количествах в той же ассоциации минералов было обнаружено в глубоководных отложениях центральной части западной халистазы моря (ст. 806, глубина 2100 м). В разрезе осадочной толщи оба прослоя, содержащие сульфид $Fe(III)$, находятся в пределах средненовозевксинского (позднеледникового) горизонта, обогащенного гидротроилитом. Осадки этого горизонта накапливались 18—11 тыс. лет назад и помимо характерной гидротроилитовой пигментации выделяются по специфическому спорово-пыльцевому спектру, отличному от спектров подстилающих и покрывающих осадков. Другими отличительными его чертами является изменчивость содержания $CaCO_3$ и C_{org} , а также гранулометрического состава осадков как по площади, так и в вертикальном разрезе. Время накопления этого горизонта характеризовалось периодическими кратковременными потеплениями в позднем вюрме, что в целом отвечает дестабилизации климатических условий, предвещающей окончание последнего оледенения. В соответствии с этим произошла достаточно резкая смена режима осадконакопления, которая заключалась прежде всего в активизации ледникового стока, обеспечивающего периодическое увеличение поставки терригенного карбоната кальция и терригенной растительной органики со спорово-пыльцевым спектром, отразившим в осадках специфику растительного покрова северных площадей водосбора в этот климатически изменчивый период. Однако определяющее значение для образования аморфной гидроокиси железа имело резкое изменение гидрологии бассейна и как следствие — окислительно-восстановительных условий придонных вод.

В эпоху межледникового черноморский бассейн характеризовался нормальным кислородным режимом. Тем не менее за длительный период существования изолированного моря-озера погруженные воды постепенно обеднились кислородом и приобрели анаэробный характер благодаря прекращению перемешивания, обмена с поверхностными аэрируемыми водами и стратификации водной массы.

После исчерпания запаса растворенного кислорода органическое вещество в количествах, отвечающих сравнительно невысокой биопродуктивности моря и небольшому терригенному сносу, стало поступать в мощную анаэробную зону, где в отличие от окислительного распада его преобразования носили характер анаэробной деструкции, т. е. гидроли-

тического расщепления и растворения. В результате этих процессов происходило постепенное накопление в водной толще растворенных и коллоидно-дисперсных продуктов распада ОВ, не потерявших своей восстановительной способности, что в целом и отвечало созданию запаса биогенных элементов в глубинных водах. Единственной окисленной формой, в существенных количествах поступавшей в эту зону, была терригенная гидроокись железа, которая в анаэробных водах в значительной степени восстанавливалась, что обеспечивало постепенное концентрирование растворенного Fe(II).

С началом активизации ледникового стока в средненовозвксинское время холодные, богатые кислородом воды, опускаясь в силу их большей плотности преимущественно в придонную часть котловины, обусловили интенсивное вертикальное перемешивание ранее застойных стратифицированных водных масс, что привело к быстрому окислению накопившегося железа (II) и отложению прослоев, резко обогащенных аморфной гидроокисью железа. Ее сохранение в осадочной толще (вплоть до момента проникновения к этому горизонту диффузионно поступающей сульфидной серы и взаимодействия между ними) объясняется фракционным, лавинным отложением гидроокиси, свободной от органического вещества, а также одновременным окислением органических восстановителей. В контактных прослоях содержание захороненного ОВ было также крайне незначительным.

В ходе дальнейшего накопления позднеледниковых осадков каждый период активизации ледникового стока сопровождался аэрацией глубинных вод и донной поверхности. Однако основная масса Fe(II) уже была окислена, поэтому в более поздних отложениях логично ожидать накопления лишь небольших, примесных количеств фазы аморфной Fe(OH)₃, отражающих главным образом периодический характер коагуляции коллоидной гидроокиси, получившей устойчивость в водах опресненного бассейна в процессе окисления Fe(II). Это означает, что отдельные прослой осадочной толщи после их сульфидизации могут, по-видимому, содержать примесные количества сульфидов Fe(III).

Существование в опресненных водах коллоидно-дисперсной фазы гидроокиси железа предполагает еще одну возможность ее интенсивного массового отложения, а именно коагуляцию в момент прорыва средиземноморских вод через Босфор и начала осолонения Черного моря. Однако в данном случае резкое увеличение содержания в осадках реакционноспособного органического вещества и развитие на его основе сульфатредукционного процесса делают накопление сульфидов Fe(III) в этот период маловероятным либо из-за возможного предварительного восстановления Fe(III) органическими восстановителями, либо из-за существенного понижения величины рН взаимодействия сульфидной серы с Fe(OH)₃, исключающего возможность формирования этих соединений.

Дальнейший направленный поиск сульфидов Fe(III) в гидротроилитовых отложениях Черного моря несомненно позволит уточнить многие детали новозвксинского осадконакопления. При этом, однако, возникает необходимость методических разработок, позволяющих химически идентифицировать микроколичества аморфных сульфидов Fe(III) в смеси с другими сульфидными фазами. Другой аспект изложенной проблемы состоит в том, что обнаруженная способность сульфидов Fe(III) к внутрифазному распаду с образованием грейгита придает и этому достаточно распространенному минералу роль индикатора окислительно-восстановительных условий.

Таким образом, проведенные исследования убеждают в перспективности изучения фазового состава морских сульфидных осадков с применением использованного комплекса методов, которые, несмотря на сложность и нестабильность низкотемпературных сульфидных систем, позволяют обнаруживать отдельные как кристаллические, так и аморфные фазы, наблюдать их преобразования и в целом открывают возможность для понимания взаимосвязи процессов осадконакопления и диагенеза.

1. Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря//Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 50. С. 68—92.
2. Волков И. И., Жабина Н. Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 5—27.
3. Морозов А. А., Розанов А. Г. Определение Fe(II) и Fe(III) в синтетических сульфидов железа//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1977. С. 36—45.
4. Морозов А. А., Розанов А. Г., Сидоренко Г. А. О низкотемпературном тироферрите натрия//Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 6. С. 1352—1355.
5. Морозов А. А., Розанов А. Г. О продуктах низкотемпературного взаимодействия гидроокиси железа с сульфидной серой//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 56—72.
6. Морозов А. А. Исследования взаимодействия гидроокиси железа с сульфидной серой: Дис. ... канд. хим. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980. 24 с.
7. Соколов В. С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 28—41.
8. Шимкус К. М., Емельянов Е. М., Тримонис Э. С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря//Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138—163.
9. Boehm H P., Fleig E. Zur Kenntnis des Eisen(III)—Sulfide//Angew. Chem. 1966. V. 78. № 21. S. 987.
10. Coey J. M. D., Spender M. R., Morrish A. H. The magnetic structure of the spinel Fe_3S_4 //Sol. State Com. 1970. V. 8. P. 1605—1608.
11. Feigl F., Backer E. Bemerkungen über die Zusammensetzung und das Verhalten von Fe_3S_4 //Z. analyt. Chem. 1928. B. 74. S. 393—398.
12. Rodt V. Aufklarungen zur Eisentrisulfids//Z. Angew. Chem. 1916. B. 29. S. 422—423.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.XII.1986

ХРОНИКА

УДК 551.35

VII МЕЖДУНАРОДНОЕ ЕВРОПЕЙСКОЕ СОВЕЩАНИЕ СЕДИМЕНТОЛОГОВ

БЕБЕШЕВ И. И.

VII Международное европейское совещание седиментологов состоялось 23—26 мая 1986 г. в Кракове (ПНР). В работе совещания приняли участие 250 человек из 25 стран, в том числе Польши, Болгарии, Румынии, ГДР, Югославии, Венгрии, Чехословакии, Великобритании, Швеции, Дании, ФРГ, Нидерланд, Бельгии, Франции, Швейцарии, Австрии, Италии, Испании, Туниса, Израиля, Ливии, США, Канады, Китая, СССР.

Основной целью данного совещания (как и всех предшествующих) был обмен результатами и методиками геологов, занимающихся изучением осадочных формаций и условий их образования.

Работа совещания проходила на двух секциях. На секции «А» рассматривались главным образом проблемы карбонатного и эвапоритового осадконакопления, на секции «В» — проблемы терригенного породообразования и условия современного осадконакопления в океанах и внутренних морях. Тематика докладов охватывала геологическое строение регионов, состав и строение рассматриваемых отложений и условия их образования, геохимические и палеотектонические условия обстановок седиментации, а также подробную характеристику минерального (иногда изотопного) состава пород. Особое внимание в большинстве докладов уделялось методике изучения осадочных толщ, выяснению особенностей их минерального и химического состава, установлению закономерностей строения разрезов и фациальной изменчивости отложений на площади.

На секции «А» было заслушано 45 докладов. Их можно подразделить по тематике на шесть групп.

Первая группа докладов касалась общих проблем карбонатного осадконакопления, бикарбонатной седиментации и глобального круговорота кальция и углерода. Особый интерес представили доклад *Е. Т. Дегенса* (ФРГ) и *Дж. Казмержака* (ПНР) «Эволюция бикарбонатов и глобальный цикл кальция», а также доклад *Г. Хачевского* (ПНР), посвященный проблеме влияния микробов на образование осадочных полезных ископаемых.

Вторая группа докладов была посвящена анализу условий образования и строения рифогенных карбонатных пород. Эти вопросы рассматривались в докладах *Т. Бесштадта* и др. (Австрия), *О. Нирос* (ВНР), *З. Белко* и *С. Скоченного*, *М. Чешновского* (ПНР).

Третья группа докладов касалась условий образования пелагических известняков и глубоководных отложений в офиолитовых сериях (*Б. Лангбейн*, ГДР; *Г. Хачевский*, ПНР; *Х. Д. Вейсерт*, Швейцария).

Четвертая группа докладов содержала сведения об условиях образования оолитовых, пелетовых, микритовых карбонатных пород и процессов формирования стилолитов. В этой группе выделялся доклад *М. Таккера* и *К. Хирдо* о диагенетических преобразованиях в каменноугольных оолитовых толщах Юго-Западной Великобритании, а также доклад *М. Градинского* (ПНР) об образовании микритовых известняков и пелетоподобных агрегатов в известняках при их перекристаллизации.

В пятой группе докладов анализировались условия образования рудоносных карбонатных отложений. Среди них следует отметить доклад французских геологов *Ж. Жуве* и *С. Гуеррака* о формировании оолитовых железных руд на примере отложений Северной Африки, а также доклад *С. Джуинского* о цинкосодержащих рудах миссинского возраста Южной Польши.

Шестая группа докладов была посвящена составу, строению и условиям формирования эвапоритовых образований. Здесь необходимо отметить исключительно важный доклад *Д. Маккензи* (США), который на основании изучения стабильных изотопов углерода и кислорода в эвапоритовых карбонатных отложениях существенно детализировал обстановку образования доломитов и гипсов в условиях прибрежной сабхи.

На секции «В» было сделано 46 докладов. По своей тематике они могут быть подразделены на восемь групп.

К первой группе следует отнести доклады общего содержания, посвященные проблемам терригенного осадконакопления. Наиболее интересными были доклады *Б. Беду* и др. (Франция), *С. Лещинского* (ПНР), *П. Д. Бутерворта* (Великобритания), *Г. Поста* (Великобритания), *И. Начева* (НРБ).

Вторая группа докладов охватывала проблемы аллювиального и континентального терригенного осадконакопления. Следует отметить, что доклады отличались высокой детальностью изучения отложений, на основе чего были установлены особенности их состава, строения и закономерности образования. Следует отметить доклады *Д. Мадера* и др. (ФРГ), *Б. Клара* и *Б. Шрёдера* (ГДР).

Третья группа докладов была посвящена дельтовым отложениям — Д. Практо и др. (Испания), П. Пестмана и С. Д. Нию (Швейцария), Ф. Бухема и Н. Боера (Испания) и др.

В четвертой группе докладов освещались проблемы геохимии и минералогии глин. Это доклады Д. Срозна (ПНР), Д. Эберна (США), А. Сеидова (СССР), И. М. Афанасьева (СССР), И. Конта (ЧССР), Б. Симерна и С. Лорена (ПНР). Интересен был доклад И. Конта, в котором приводились результаты изучения минерального и химического состава суспензионного материала в некоторых основных реках мира и на их основе восстанавливались климатические и топографические условия систем.

К пятой группе можно отнести два доклада об условиях образования угленосных и лигнитовых отложений. Вопросы формирования этих осадочных серий рассматривались на примере палеоген-неогеновых отложений ФРГ и Польши (доклады Т. Бернекера и др., Е. Касинского).

Доклады шестой группы были посвящены проблемам изучения процессов осадконакопления в морских, прежде всего прибрежно-шельфовых обстановках, как современных, так и особенно древних. Выделялись доклады К. А. Павлюк (ПНР), А. О. Нидермейера и Д. Ланге (ГДР), Ю. С. Долотова (СССР), А. Витовски (ПНР) и В. Е. Крумбейна (ФРГ), М. Х. Белзунге (Испания), К. Герлиха и Э. Халиос-Рыбицка (ПНР), Дж. Пудси (Великобритания), Ж. Дюрана (Франция), Р. Дж. Джентиле (США), А. Мюллера, Т. Бернекера, Х. Бока и Б. Штейнгобе (ФРГ), М. Эрлстрема (Швеция), Г. Чаповски (ПНР), Х. Люцнера, Дж. Элленберга, Ф. Фалька, К. Хазне и И. Мааса (ГДР), П. Виуиска (Западный Берлин), Ф. С. Н. ван Бухема и П. Л. де Бозра (Нидерланды).

В целом необходимо подчеркнуть, что в изучении современных процессов седиментации прибрежно-шельфовой зоны зарубежные специалисты (ПНР и ГДР), так же как и советские, прежде всего акцентируют внимание на выявлении динамических и других факторов осадконакопления и определяемых ими особенностей дифференциации осадков как на поверхности, так и в толще отложений. При этом ими широко используется статистическая машинная обработка результатов наблюдений, с детальным анализом и сопоставлением кривых распределения гранулометрического состава осадков различных зон; довольно широко применяются методики отбора образцов отложений с ненарушенной текстурой и изготовления пленочных монолитов. В области изучения процессов морской седиментации, с учетом актуальности реконструкции соответствующих обстановок формирования древних осадочных толщ, известное внимание уделяется изучению условий образования современных гляциально-морских осадков (работы польских ученых, использующих детальный анализ глинистых минералов), а также распределения в морских бассейнах аллювиального взвешенного материала (с использованием метода прослеживания тяжелых металлов в водной морской среде) и т. д.

Очень перспективным следует признать направление исследований, основанное на сопоставлении строения древних толщ мелководных отложений со сходными осадками (путем подбора аналогов) современных седиментационных обстановок для реконструкции динамических условий их формирования (исследования ученых из ПНР, Франции, Дании, ФРГ, США). Значительное внимание уделяется выявлению характера различных динамических факторов дифференциации осадочного материала — штормовых волнений, разрывных и приливно-отливных течений. Особо следует заметить, что в докладах был представлен очень богатый и отлично выполненный иллюстративный материал — блок-диаграммы, схемы, типизированные колонки отложений, цветные фотографии высокого качества.

Среди зарубежных исследований, посвященных анализу условий формирования древних осадочных толщ морского происхождения, четко прослеживается повышенный интерес к детальной расфировке условий седиментации, в первую очередь на мелководьях (работы геологов из Нидерланд, ПНР, ГДР, Швеции), с приложением реконструкции палеотечений, детальным рассмотрением и типизацией текстурных признаков отложений, прослеживанием закономерных изменений литологического состава осадков в зависимости от характера и интенсивности проявления таких динамических факторов, как волнения, в том числе штормовые, приливно-отливные течения на фоне проявления тектонических движений, трансгрессий и регрессий.

Седьмая группа объединяет доклады, в которых рассматривались особенности осадконакопления в конкретных древних седиментационных бассейнах. Этим вопросам было посвящено 11 докладов. Доклады отличались большой детальностью, глубоким изучением фактического материала и обоснованностью сделанных генетических выводов. В этих докладах рассматривались следующие регионы и отложения: позднемиловые — раннепалеоген-неогеновые формации Суданского бассейна, юрская терригенно-карбонатно-эвапоритовая формация юго-востока Азии, позднекаменноугольные отложения юго-запада США, меловые бассейны Дахла (Египет), кембро-ордовикские шельфовые осадки Тюрингского бассейна и др.

Необходимо отметить, что доклады по геологии конкретных бассейнов осадконакопления содержали большой фактический материал, который в большинстве случаев не публикуется в периодической печати.

Последняя, восьмая, группа докладов была посвящена вопросам методики изучения осадочных пород и информации о новых приборах и методах аналитического изучения отложений. Важной представляется информация о новом катодно-люминесцентном микроскопе, созданном в ФРГ.

Уровень исследований в большинстве европейских стран весьма высок. Они отличаются большой детальностью, глубоким анализом состава и строения изучаемых отложений.

В целом VII Международное европейское совещание седиментологов было весьма представительным и полезным. Оно позволило получить исчерпывающую информацию о современных достижениях европейских геологов в области изучения древнего и современного породообразования и осадконакопления.

Немаловажным является также и то, что подобные совещания позволяют выработать единый подход к изучению осадочных формаций и тех вопросов, которые необходимо решать при их исследовании. В связи с этим ежегодный созыв международных европейских совещаний седиментологов вполне оправдан.

В процессе подготовки участия советских ученых в VII Международном европейском совещании седиментологов большую научно-организационную роль сыграл Национальный комитет геологов, проявивший неформальное отношение к решению возникших организационных проблем.

Геологический институт
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
3.X.1986

УДК 55(063)

ЮБИЛЕЙ КАФЕДРЫ

РЕНТГАРТЕН Н. В., ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е.

Возросшее за последние два-три десятилетия внимание к океанам и в особенности к образующимся в них осадкам и рудам различного генезиса поставило перед человечеством задачи детального познания этих колоссальных по размерам (и следовательно, по запасам) полезных образований.

Советский Союз, являющийся морской державой, несомненно заинтересован в освоении этих природных богатств, которые идут на дальнейший подъем благосостояния нашей Родины и улучшения жизни советских людей. В этой связи весьма важной и полезной явилась организация в ряде университетов и других учебных заведениях страны специальных кафедр морской геологии и литологии. Примером этого является кафедра литологии и морской геологии Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова, 20-летний юбилей которой отмечается в 1987 г.

Эта кафедра организована и возглавляется одним из крупнейших специалистов в области литологии д-ром геол.-минерал. наук, проф., лауреатом Государственной премии СССР Н. В. Логвиненко. Она в отличие от многих других кафедр подобного типа отличается направленностью в изучении и раскрытии для студентов — будущих специалистов по морской геологии и литологии основ теории литогенеза, создателем которых явился акад. Н. М. Страхов.

Кафедра морской геологии и литологии Ленинградского университета за свой сравнительно короткий срок существования подготовила более 100 специалистов, работающих ныне в академических и отраслевых институтах и на производстве. Восемнадцать выпускников кафедры защитили кандидатские диссертации и один (В. Н. Шванов) — докторскую.

Кафедра способствует повышению квалификации преподавателей и научных работников различных вузов страны. На ней проходили стажировку специалисты и преподаватели из Казани, Перми, Томска, Иркутска, Тбилиси и других городов, а также стажеры из ряда зарубежных стран (Польша, Корея, Вьетнама, Болгарии, Кубы, Мексики, Гвинеи). Сотрудники кафедры помимо лекций на геологическом факультете проводят занятия и читают лекции для студентов биолого-почвенного и географического факультетов. В процессе проводимой работы за прошедшие 20 лет сложились довольно оригинальные по содержанию курсы: «Геохимия осадочных пород и океана», «Тектоническая литология», «Учения о фациях и палеогеография», «Введение в морскую геофизику», «Методы изучения осадочных пород» и др. Курсы эти читают чл.-кор. АН СССР И. С. Грамберг, проф. Н. В. Логвиненко, д-р геол.-минерал. наук А. М. Карасик, доц. Э. И. Сергеева, М. С. Дюфур и др.

Большое внимание кафедра морской геологии и литологии Ленинградского университета уделяет подготовке учебников и учебных пособий. Учебник «Петрография осадочных пород» (автор проф. Н. В. Логвиненко), опубликованный впервые в 1967 г., в последующие годы переиздавался дважды. Он приобрел широкую известность у нас и за рубежом. В 1974 г. второе издание этого учебника удостоено Государственной премии СССР. Опубликованы учебники и пособия по вопросам морской геологии, по руководству для практических занятий по литологии и методам изучения осадочных пород и др.

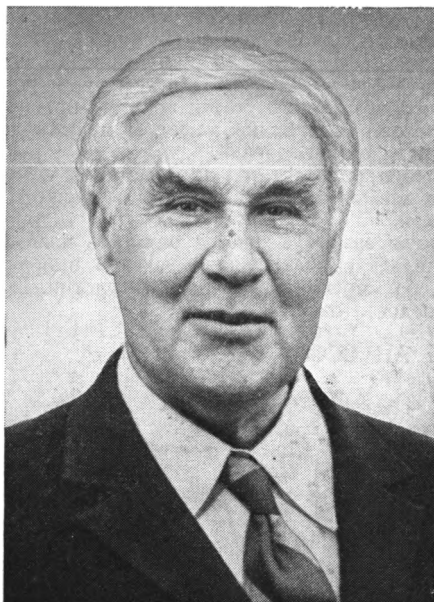
Сотрудники кафедры проводили научные исследования по двум основным направлениям: осадочные формации и вторичные изменения осадочных пород, а также исследования океанских осадков и процессов их изменения. По этим проблемам за 20 лет ими опубликовано более 150 научных работ (в том числе восемь монографий и шесть учебников и учебных пособий). Много статей по этим проблемам опубликовано также студентами старших курсов. Сотрудники кафедры принимали участие в обосновании проекта защиты Ленинграда от наводнений.

При кафедре постоянно работает научный семинар по морской геологии и литологии, на котором обсуждаются наиболее интересные вопросы методического и научного значения в этой области.

Заканчивая небольшую заметку, хочется отметить полезность работы, проводимой кафедрой. Хочется пожелать ей дальнейших успехов в подготовке высококвалифицированных специалистов по морской геологии и литологии. Пока, как нам представляется, у нас в стране их недостаточно.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.VI.1986



АКАДЕМИК В. И. ПОПОВ
(к 80-летию со дня рождения)

В феврале 1987 г. исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет с начала научной деятельности выдающегося ученого-геолога Владимира Ивановича Попова, академика АН Узбекской ССР, заслуженного деятеля науки, профессора.

С 1925 г., еще будучи студентом Среднеазиатского государственного университета, В. И. Попов принимает активное участие в работах по изучению разнообразных месторождений Ферганы под началом акад. Д. И. Щербакова, найдя ряд проявлений ртути, в том числе открыв крупнейшее месторождение Хайдаркан.

В 1927 г. В. И. Попов работает в составе Памирской экспедиции Геологического комитета под непосредственным руководством акад. Д. В. Наливкина. Результаты этих исследований изложены в работе «Геологическое строение Памира» (1932 г.) и явились основой для крупной монографии-сводки «Полезные ископаемые Южного Таджикистана» (1936 г.).

После окончания геологического факультета САГУ в 1930 г. занимается поисковыми и геолого-съемочными работами, накапливая материал для научных разработок и обобщений.

Научные интересы В. И. Попова удивительно разнообразны, свидетельствуют о широте взглядов и энциклопедичности их обладателя. Здесь труды и по региональной геологии, по минералогии и металлогении, геоморфологии и гляциологии, по метаморфизму и тектонике.

Его геотектонические концепции обобщены в таких крупных монографиях, как «История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня» (1938 г.), «Ядерная теория развития земной коры» (1960 г.), «Трансзиатский рифтовый пояс Наливкина» в соавторстве с Б. Б. Таль-Вирским и А. И. Поповым (1978 г.).

В 1947 г. В. И. Попов впервые предложил метод палеомагнитной корреляции стратифицированных толщ, ныне широко применяемый во всем мире. Но основную часть своей научной деятельности Владимир Иванович посвятил изучению осадочных формаций и их рудоносности, являясь создателем Среднеазиатской литологической школы.

Исследования в этом направлении начаты В. И. Поповым в 1930 г. работами по россыпям Дарваза, в ходе которых им разработаны классификация и теория образования золотоносных россыпей Средней Азии, заложены основы ритмостратиграфического метода изучения осадочных толщ.

С 1947 г. В. И. Попов создал и возглавил коллектив, занимающийся изучением молассовых кайнозойских формаций. В 1954 г. начала выходить в свет обширная многотомная монография «Литология кайнозойских моласс Средней Азии», содержание и значение которой оказалось значительно шире, чем это указано в названии.

В процессе этих исследований разрабатывалась и апробировалась методика стадио-динамического фациально-палеогеографического анализа, сущность и опыт применения которой изложены в крупной монографии «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» (1963 г.).

Эта методика получила широкое признание у геологов Средней Азии и других районов.

В 1964 г. В. И. Поповым предложено новое направление в изучении эпигенетических экзогенных месторождений на основе их связи с артезианскими бассейнами, результаты которой нашли успешное применение в работах ряда геологических организаций.

В. И. Попов является одним из основоположников учения о геологических формациях, непрерывно занимаясь этими вопросами с 1937 г., уделяя основное внимание осадочным формациям. Результаты этих многолетних фундаментальных исследований В. И. Попова и его учеников подытожены в крупной его монографии (в соавторстве с В. Ю. Запрометовым) «Генетическое учение о геологических формациях» (1985 г.).

В 1986 г. В. И. Поповым совместно с коллективом издана работа «Теоретические предпосылки литолого-геохимических прогнозов осадочных месторождений», где суммируются все основные развиваемые им методы изучения осадочных толщ. Всего же перу В. И. Попова принадлежит более 400 научных работ, в том числе 26 монографий.

Необходимо отметить его большую общественно-организационную деятельность, а также и педагогическую работу, которой он отдал свыше 50 лет. Несмотря на возраст Владимир Иванович полон энергии и новых творческих замыслов. Пожелаем же юбиляру здоровья и дальнейших успехов в развитии геологической науки.

Редакционная коллегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Межведомственный
литологический комитет АН СССР
Ташкентский государственный университет

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

109017, Москва, М-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 02.06.87	Подписано к печати 15.07.87	Т-15533	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,2	Уч.-изд. л. 14,3 Бум. л. 4,5
Тираж 1027 экз. Зак. 4188			

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:****ЛИТОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
МИРОВОГО ОКЕАНА. 20 л. 3 р.**

В книге рассмотрены современные проблемы изучения осадочного чехла Мирового океана. Особое внимание уделено методам литолого-фациального анализа в сочетании с детальным минералогическим изучением осадочного чехла. Подробно освещены осадочные образования шельфа, а также проблемы геохимии осадочного чехла Мирового океана.

Работа предназначена для геологов, литологов и геохимиков — специалистов по современным и ископаемым морским отложениям.

ЦЕХОВСКИЙ Ю. Г. СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ ГУМИДНЫХ КРАСНОЦВЕТОВ НА РУБЕЖЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В КАЗАХСТАНЕ. (Труды Геологического института. Вып. 423). 20 л. 3 р.

Необычным геологическим явлением в истории Земли на рубеже мела и палеогена является широкое формирование в гумидных ландшафтах суши зрелых по составу красноцветных кремнисто- каолиновых и каолинит-бокситовых толщ, заместивших в то время во многих районах угленосные формации. На примере изучения раннекайнозойских гумидных красноцветов Казахстана и его обрамлений (с привлечением данных по другим регионам Азии и остальным континентам) рассмотрено строение, состав и условия образования этих отложений, реконструирована палеогеографическая обстановка и процессы седименто- и литогенеза.

Книга рассчитана на геологов, литологов, стратиграфов, тектонистов.

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

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.