

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

# *Литология* **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

**1972**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**



# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 6, 1972 г.

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Сидоренко. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии (Доклад на Пленуме Комиссии по осадочным породам)	3
П. П. Тимофеев. Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса	14
И. В. Хворова, Б. П. Золотарев, А. И. Гусарева. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала	26
В. М. Белый, В. И. Виноградов, А. К. Лисицин. Изотопный состав серы в урановых роллах и его генетическое значение	42
Э. Г. Васильева. Моделирование процессов осаждения урана, селена и молибдена при взаимодействии металлоносных кислородных вод с встречным потоком газообразных восстановителей	54
О. И. Лунев а. Основные принципы палеогеографических реконструкций докембрия	68
В. Н. Холодов. Фациально-палеогеографические условия образования руд ванадия и фосфора в Каратау	80
Л. Н. Капченко. Роль ионообменной адсорбции в формировании состава глубоководных подземных вод	95
В. А. Бронева. Экспериментальная модель выветривания Ж. Педро	108
В. П. Зверев. К вопросу о химической мобилизации вещества на водосборных площадях	121
В. М. Новоселицкий, С. А. Сосланд, Е. С. Килейко. Использование физических свойств горных пород при палеотектоническом анализе	129
С. И. Шуменко. Известковый нанопланктон и карбонатонакопление в истории Земли	139
В. Д. Коган. Аналоги сэбхи в перми юга Русской платформы	146
Содержание журнала за 1972 год	157

# LITHOLOGY

## and MINERAL RESOURCES

---

№ 6, 1972

NOVEMBER — DECEMBER

### CONTENTS

A. V. Sidorenko. Certain scientific and practical problems in modern lithology (Paper read at the Plenary Meeting of the Commission on Sedimentary Rocks)	3
P. P. Timofeev. Coal-bearing series and their role in our knowledge of the sedimentation process	14
I. V. Khvorova, B. P. Zolotarev, A. I. Gusarova. Minor elements in eugeosynclinal siliceous rocks of Southern Urals	26
V. M. Bely, V. I. Vinogradov, A. K. Lisitzin. Isotope composition of sulfur in uranium rolls and its genetic importance	42
E. G. Vasilieva. Modelling precipitation processes of uranium, selenium and molybdenum in an interaction of metalliferous oxygenous waters with a re- verse flow of gaseous reducers	54
O. I. Luneva. Fundamental principles of paleogeographic reconstructions of the Precambrian	68
V. N. Kholodov. Facies and paleogeographic formation conditions of vanadium and phosphorus ores in Karatau	80
L. N. Kapchenko. Role of an ion-exchange adsorption in the composition of deep underground waters	95
V. A. Bronevoi. Experimental weathering model of G. Pedro	108
V. P. Zverev. To the problem of a chemical matter mobilization over a catch- ment area	121
V. M. Novoselitzky, S. A. Sosland, E. S. Kileiko. The use of physical rock properties in a paleotectonic analysis	129
S. I. Shumenko. Calcareous nannoplankton and carbonate accumulation in the history of the Earth	139
V. D. Kogan. Sebkhia analogues in the Permian of the south of the Russian plat- form	146
Author's index for 1972	157

---



## НЕКОТОРЫЕ НАУЧНЫЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ

(Доклад на Пленуме Комиссии по осадочным породам 18.IV.72 г.)

*А. В. СИДОРЕНКО*

В понимании многих экзогенных геологических процессов литология занимает ключевое положение. Осадочные породы и методы их изучения, составляя основу наук, изучающих историю развития Земли, имеют огромное значение для понимания также многих процессов эндогенной геологии. Большая часть полезных ископаемых связана с комплексом осадочных пород и процессов. Среди осадочных образований известны почти все виды полезных ископаемых, образующие, как правило, крупные месторождения. В настоящее время имеются все основания для успешного решения вопросов литологии и палеогеографии докембрия. Опираясь на принцип единого эволюционно усложняющегося развития Земли, мы должны рассматривать эволюцию осадконакопления, начиная уже с древнейших первично-осадочных пород известного нам раннего архея.

Литология как наука, сочетающая в себе данные естественно-исторического направления в геологии, а также как наука о веществе осадочного происхождения, к пониманию которого применимы эволюционные принципы актуализма, является ключом к развитию многих других наук геологии.

### ВСТУПЛЕНИЕ

Современная литология имеет много проблем разного масштаба и звучания. Такие важнейшие проблемы литологии, как типы литогенеза и закономерности осадконакопления в связи с тектоническими этапами развития Земли и природно-климатической зональностью в каждый период осадконакопления, учение о формациях, которому в последнее время уделяется много внимания, исследования диагенеза, эпигенеза, гипергенеза горных пород, учение о фациях, являющееся основой палеогеографических реконструкций, и многие другие вопросы в настоящей статье не затрагиваются. Это сделано не потому, что им не придается заслуженного значения; хотелось бы в данной статье обратить внимание геологов на ряд еще не затронутых проблем современной литологии.

Прежде всего необходимо отметить, что литологи в полной мере еще не осознали значение своей науки в развитии теоретической и практической геологии. Общеизвестно, что изучение осадочных пород лежит в основе развития многих геологических наук. Без литологии не может развиваться историко-геологическое направление исследований земной коры: стратиграфия, историческая геология, палеогеография, палеоклиматология, тектоника, учение о полезных ископаемых, геоморфология, гидрогеология.

В последнее время показано значение литологии для понимания геологии докембрия. Конечно, и сама литология не может развиваться без

тесной связи со всеми этими науками. Хотелось бы подчеркнуть, что при расшифровке многих экзогенных геологических процессов ключевое положение занимает литология. Составляя основу наук, изучающих историю развития Земли, наука об осадочных породах имеет огромное значение для понимания также многих процессов эндогенной геологии и в первую очередь последовательности этапов магматизма и орогенеза, выделения тектоно-магматических фаз в истории Земли. Литология лежит в основе таких наук, как океанология, инженерная геология и др. Это происходит потому, что осадочные породы вследствие своего слоистого строения, как никакие другие, характеризуют последовательность геологических процессов.

Осадочная и осадочно-метаморфическая породы несут большую информативную нагрузку, которая определяется прежде всего самой их сущностью, ибо она является интегрированной производной многих геологических процессов. Осадочная порода — это результат многих последовательно проходивших процессов: выветривания исходных пород, которые содержат информацию о процессах и условиях выветривания, что может характеризовать палеоклимат области денудации (положительные геоструктуры) в период, предшествовавший седиментогенезу; переноса выветрелого материала и дифференциации его при транспортировке, что может характеризовать динамику водных, воздушных масс на земле, характер рельефа и интенсивность тектонических движений времени накопления осадков; осадконакопления, что характеризует среду и условия областей накопления выветрелого материала (отрицательных геоструктур); процессов последующего преобразования осадков в горную породу (диагенеза); последующего преобразования породы (эпигенез, метаморфизм), что поставляет нам информацию о последующей геологической истории данного участка земной коры (тектонических движениях, тектоно-магматических фазах, изменении гидрогеологического и гидрохимического режима и т. п.).

Таким образом, история земной коры от процессов выветривания и накопления осадков, смены физико-географических и тектонических условий осадконакопления до проявления эндогенных сил (тектонические движения, этапы орогенеза, фазы магматизма, этапы метаморфизма) может быть понята путем изучения прежде всего осадочных горных пород — главных документов геологической истории, несущих в себе наибольшую геологическую информацию.

Одни осадочные породы являются ценнейшими полезными ископаемыми, другие — вместилищами, носителями полезных компонентов, поэтому значение, роль и место литологии в создании научных основ поисков и разведки месторождений полезных ископаемых не вызывает сомнения.

Учитывая изложенное, литологи должны в полной мере осознать роль и место своей науки об осадочных породах в общем комплексе наук о Земле. Нужно также расширить понимание термина «литология» не только как науки об осадочных породах, но и как одной из фундаментальных наук в ряду геологических знаний; соответственно нужно привлечь к литологии большее внимание.

#### **МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИИ**

Большое значение исследований осадочных горных пород и выяснения их генезиса для решения практических вопросов обеспечения разведанными запасами добычи полезных ископаемых общеизвестно. Однако значение осадочных пород в развитии минерально-сырьевых ресурсов в полной мере зазвучало только после того, как было показано относительное значение экзогенных полезных ископаемых в мировых запасах. Эти подсчеты показали, что большая часть полезных ископаемых связана с

комплексом осадочных горных пород и процессов. К вопросу важности изучения осадочных пород для практических целей можно подойти и с другой стороны. При современном уровне техники добычи полезных ископаемых среди осадочных образований известны почти все виды минерального сырья, они же, как правило, дают крупные месторождения. Набор видов минерального сырья среди магматических комплексов значительно беднее: нет нефти, природного газа, угля, солей, карбонатного сырья и т. д.

Таким образом, важность изучения осадочных пород и процессов седиментогенеза для расширения минерально-сырьевого потенциала страны не вызывает сомнения. Однако уровень научно-исследовательских работ по полезным ископаемым осадочного генезиса, кроме нефти и природного газа, не соответствует значению осадочных пород — главных носителей полезных ископаемых.

В настоящее время одной из народнохозяйственных проблем, выдвинутой сперва XXIII, а затем вновь поставленной XXIV съездом КПСС, является разработка закономерностей размещения и формирования месторождений полезных ископаемых. Однако в решении этой важнейшей государственной проблемы, несмотря на то что большая часть полезных ископаемых связана с осадочными формациями, литологи принимают меньшее участие, чем геологи, связанные с изучением магматических пород, и проблемы металлогении в основном разрабатываются геологами эндогенного направления. Только в изучении месторождений нерудных и горючих полезных ископаемых более или менее четко выражена осадочная литологическая направленность. Да и сама металлогения как наука, занимающаяся закономерностями формирования месторождений полезных ископаемых, в основном базируется на представлениях об эндогенных процессах в земной коре: тектоно-магматических этапах развития земной коры, внедрений интрузий и выносе ими рудных компонентов с образованием разного рода месторождений магматического, пневматолитового, гидротермального и других типов. Меньше рассматривается металлогения осадочных процессов.

В разработке проблем металлогении литологи и геологи-осадочники принимают меньшее участие. Даже такой вопрос, как литологический контроль распределения эндогенных месторождений, на который обращается большое внимание при поисках и разведке, не привлек внимания литологов. Эти вопросы обычно рассматриваются геологами эндогенного направления, часто без глубокого знания осадочных горных пород и процессов их образования. К изучению закономерностей литологического рудоконтроля должно быть привлечено внимание литологов и геологов-осадочников.

Если мы хотим понять закономерности размещения полезных ископаемых осадочного генезиса, особенно рудного типа, нужно шире привлечь литологию к разработке проблем металлогении. Нужно наряду с уже сложившимся тектоно-магматическим направлением в металлогении дать последней осадочную направленность прежде всего путем выявления фациальных и палеогеографических условий концентрации рудных компонентов в определенных геотектонических режимах. Сами литологи также должны больше уделить внимания разработке проблем рудообразования. Вопросы закономерности размещения рудных полезных ископаемых осадочного генезиса менее разработаны, чем у аналогичных эндогенных месторождений, хотя предпосылок для понимания рудного осадочного процесса больше, ибо геологи-осадочники владеют принципом актуализма, чего нет у геологов-магматистов.

Директивами XXIV съезда КПСС на девятую пятилетку предусмотрено довести к 1975 г. добычу нефти до 500, газа до 320, угля до 700 млн. т, добыть столько железной руды, чтобы выплавлять стали до 150 млн. т, довести производство минеральных удобрений до 90 млн. т, увеличить

выработку цветных металлов, строительных материалов на 40%, а химической продукции на 70%. Это колоссальные объемы производства, которые потребуют новых крупных разведанных месторождений. Даже для того чтобы обеспечить работу предприятий на этом уровне, нужно иметь хорошо разведанные запасы и их постоянное восполнение, превышающее уровень добычи по меньшей мере в 25 раз, а для некоторых видов сырья и в 50 раз. Если же учесть, что темпы развития добывающей промышленности до 1980 и 1990 гг. будут расти быстрее, то станет еще более понятно значение развития геологоразведочных работ на все полезные ископаемые. Соответственно растет и роль геолога-осадочника, так как большая часть полезных ископаемых сосредоточена в породах осадочного генезиса.

Кроме решения общей задачи увеличения разведанных запасов минерального сырья по отдельным полезным ископаемым нужно решить ряд сложных научных проблем. Прежде всего следует обратить внимание на расширение запасов каменного угля. Сложилось неправильное представление об этом важнейшем полезном ископаемом. Многие считают, что уголь как полезное ископаемое сейчас малоперспективен, что вся ставка на развитие топливно-энергетической промышленности сделана теперь на прогрессивные виды топлива: нефть и газ.

Геологические работы на уголь не должны свертываться. Уровень добычи угля должен не только сохраняться, но и расти. Поэтому, чтобы обеспечить его добычу с учетом погашения запасов, нужно готовить новые месторождения, причем такие, чтобы они были экономически рентабельны для разработки, особенно в Европейской части страны. Нужно искать месторождения коксующихся углей, ибо для дальнейшего развития черной металлургии потребность в них будет расти, а замены им пока нет. Несмотря на хорошую изученность, даже в районах Украины открываются новые угольные площади. Поэтому изучение геологии угленосных формаций должно всемерно развиваться.

Современный поиск и разведка нефти и газа невозможны без высокоразвитой литологии. В недрах нефтяной геологии формировались многие направления литологической науки. Дальнейшее развитие сырьевой базы нефтяной и газовой промышленности требует новых работ по изучению коллекторских свойств пород, их физических свойств, закономерностей изменения гранулометрического и минерального состава пород, закономерностей формирования рифовых известняков и т. п. Мы уже не говорим о том, что изучение биогенной составляющей горных пород является одной из важнейших предпосылок понимания генезиса углеводородов.

Велики задачи по расширению сырьевой базы для развития промышленности минеральных удобрений, ибо потребность в минеральных удобрениях, особенно фосфорных, растет быстрыми темпами. Несмотря на то что у нас имеются крупные месторождения фосфор- и калийсодержащего минерального сырья, географическое размещение их крайне неудовлетворительно. Например, в Сибири пока еще нет крупных выгодных для разработки источников получения фосфора. Хотя в Западной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке выявлены отдельные месторождения фосфоритов и апатитов, мы не имеем научного обоснования для поисков фосфорного сырья в осадочно-метаморфических толщах протерозоя и палеозоя Сибири. Известно, что в сопредельных странах есть крупные месторождения фосфоритов и апатитов.

Мы слабо знаем закономерности накопления калийных солей в галогенных толщах Сибири, поэтому много лет ведем безуспешный поиск месторождений калия. Сибирь имеет мощные накопления соответствующих фаций и благоприятные тектонические условия для формирования калийных месторождений, и нужны хорошие научно обоснованные прогнозы для их поисков.

В связи с быстрым ростом химической промышленности нас очень интересуют месторождения природной соды, не содовые озера, а ископаемая сода. СССР имеет много благоприятных районов, где было возможно накопление и сохранение в ископаемом состоянии соды, но месторождений нет, так как нет научных прогнозов. Крупные месторождения ископаемой природной соды известны в мировой практике, и нам нужно упорно искать их на территории СССР.

Заслуживает самого пристального внимания развитие исследований гидроминеральных месторождений полезных ископаемых. На некоторой глубине не только в осадочных толщах, но и в кристаллическом фундаменте, мы встречаем высокоминерализованные воды. Им пока не уделяется достаточного внимания. Считается, что это в основном рассолы натрия, калия, кальция, магния. Они кроме этих солей иногда содержат ценные компоненты: литий, цезий, рубидий, йод, бром и др. Интересна связь этих высокоминерализованных вод с рудными рассолами в рифтовых зонах, где имеются рассолы с высокими концентрациями тяжелых рудных элементов. В Западной Туркмении также известны высокоминерализованные рудные растворы, вскрытые скважинами и выходящие на поверхность. Они нуждаются в новом изучении. Изучение гидроминеральных полезных ископаемых еще не заняло достойного места среди направлений рудной геологии. Гидроминеральные ресурсы — еще не раскрытая, весьма перспективная страница геологии. К ней должно быть привлечено внимание геологов-осадочников, гидрогеологов, гидрохимиков, рудников.

Особо следует подчеркнуть значение работ литологов по рудным полезным ископаемым осадочного генезиса, которые, как нам кажется, литологами исследуются меньше, чем нерудные минеральные ресурсы. Литологами преимущественно изучались железные, марганцевые руды. Очень мало было обращено внимания на руды цветных металлов.

Стратиформные месторождения рудных полезных ископаемых, особенно цветных металлов, до настоящего времени изучаются недостаточно. У нас все больше накапливается примеров крупных статифицированных месторождений цинка, свинца, меди, даже ртути. Гамма полезных компонентов цветных металлов в стратифицированных рудных месторождениях может быть значительно шире. В генетическом отношении это сложные, по-видимому, осадочно-гидротермальные образования, и их изучение требует комплексного подхода со стороны рудников, литологов и геохимиков.

Сейчас очень важно дать научное обоснование поисков месторождений медистых песчаников. В СССР еще не открыты крупные промышленные месторождения медистых сланцев и песчаников типа Мансфельда, аналогичные тем, что обнаружены в последние годы в Польше. Благоприятные для этого геологические и палеоклиматические условия на территории СССР бесспорно были. Нужны хорошие фациально-литологические исследования красноцветных толщ перми Предуралья, Донбасса, Средней Азии и др. Надо обратить внимание на стратиформные месторождения докембрия. Открытие крупнейшего месторождения метаморфизованных медистых песчаников протерозоя в Восточной Сибири (Удокан) вновь ставит проблему поисков месторождений этого типа в докембрии. Нужно также обратить внимание на поиски месторождений меди в черных углистых сланцах протерозоя Карелии по аналогии с месторождением Оутокумпу в Финляндии.

Все легкодоступные, выходящие на поверхность россыпи, в основном уже выявлены. В связи с исчерпанием их запасов мы все более переходим на разработку коренных рудных месторождений.

По-прежнему очень важна проблема выявления закономерностей образования месторождений россыпей полезных минералов и нет оснований считать, что не могут быть открыты новые крупные россыпи, особенно



погребенные. Для этого нужны новые методы выявления россыпей и научные работы по изучению закономерностей россыпеобразования, палеогеоморфологии и палеогеографии. К сожалению, в последнее время нет крупных научных работ по изучению россыпей. Мы больше уделяли внимания россыпям, образовавшимся путем разрушения и рассеяния полезных компонентов коренных месторождений, — наиболее изученному типу. Хуже изучены месторождения россыпей, образовавшихся путем концентрации рудных минералов ранее рассеянных в горных породах. Это, нам кажется, более обещающей тип россыпей, особенно прибрежно-морских, современных и ископаемых.

Нужно обратить внимание на расширение научно-исследовательских работ по нерудным полезным ископаемым. Этим видам минерального сырья, поиск которых кажется простым, уделялось мало внимания. В то же время это очень многообразный комплекс ископаемых, находящий все большее применение в народном хозяйстве и предъявляющий все большие требования к качеству сырья и экономической рентабельности месторождений.

Нас сейчас особенно интересуют месторождения бентонитов и других природных адсорбентов, цеолитсодержащих пород, керамического сырья, глины для строительных и керамических целей, кварцевого песка для производства стекла, высококачественные карбонатные залежи для производства высококачественных цементов и т. п. Таким образом, минерально-сырьевое направление в литологических исследованиях очень велико и многообразно и нуждается во всемерном усилении и развитии.

Отмечая минерально-сырьевое значение литологических исследований, мы хотели бы подчеркнуть, что многие практические вопросы не могут быть решены без глубокой разработки геохимии седиментогенеза и палеогеографии. Прежде всего палеогеография — это геологическая наука, имеющая огромное значение для решения практических вопросов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Без ее развития мы не познаем закономерности размещения полезных ископаемых осадочного типа. В связи с этим литологи должны обратить больше внимания на развитие палеогеографии, которая все еще носит общий характер, чаще всего сводится к установлению границы моря и суши. Учитывая, что типы осадочных пород находятся в прямой зависимости от характера тектонической обстановки и природно-климатической зональности областей осадконакопления и сноса, должны быть усилены минералогические, литологические методы палеогеографических реконструкций и методы диагностики геологических процессов.

## ОТДЕЛЬНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ

**Литология докембрия.** Обычно работа литолога сводилась к изучению осадочных комплексов фанерозоя. В последние годы объем литологических исследований значительно расширен. В поле деятельности литологов вовлечен огромный по времени и объему комплекс метаморфизованных первично-осадочных пород докембрия. Изучение их — большая проблема, требующая самостоятельного рассмотрения, и мы надеемся, что это будет сделано на предстоящем X Литологическом совещании в 1973 г., которое посвящается проблемам осадочных пород докембрия.

В настоящее время имеются все основания для успешного решения вопросов литологии и палеогеографии докембрия: преобладающее распространение осадочных пород среди докембрийских комплексов, хорошая сохранность литологических признаков (таких, как текстуры, структуры, характерные особенности состава) в докембрийских осадочных породах, в разной степени метаморфизованных, позволили выявить среди них почти все те типы пород, которые нам известны в разрезах фанерозоя. Принципиальное эволюционно развивающееся сходство условий гипер-

генеза, переноса осадков и седиментации в древнейшие докембрийские эпохи с аналогичными особенностями фанерозойского седиментогенеза позволяет вплотную подойти к расшифровке процессов докембрийского осадкообразования и восстановлению палеогеографических обстановок того времени и их особенностей. Все эти вопросы достаточно полно были освещены в ряде статей. Здесь следует обратить внимание на другие не затронутые вопросы.

Во все времена развития отечественной геологии много внимания уделялось выяснению эволюции Земли и в первую очередь эволюции осадконакопления. К этим исследованиям привлечено большое внимание. Получены интереснейшие материалы. Однако ход изменения осадконакопления рассматривается в интервале фанерозоя (не более 500 млн. лет), что является небольшой частью (не более 15%) всей истории Земли и вряд ли может отражать общие тенденции. Опираясь на принцип единого эволюционно усложняющегося развития Земли, начиная с докембрия, нужно эволюцию осадконакопления, дающего главные документы для понимания истории Земли, рассматривать, начиная уже с известных нам древнейших осадочных пород раннего архея. Только таким путем можно проследить изменения типов литогенеза, состава основных типов горных пород от раннего архея до кайнозоя. Конечно, это сложная и большая работа, требующая научно обоснованного перевода метапород в свои первичные осадочные аналоги. Однако без литологического изучения докембрия не может быть создана научно достоверная теория и история развития земной коры и эволюции осадконакопления.

Уделяя большое внимание эволюционному развитию земной коры, мы в то же время не обращаем внимания на то, что было главным фактором эволюционных процессов. Не затрагивая тектонические и космогонические факторы эволюции Земли, следует обратить внимание на то, что главным фактором изменения осадочной оболочки Земли за геологическую историю было живое вещество в том его широком понимании, как это трактовал В. И. Вернадский. Теперь уже бесспорно установлено, что осадочные породы и процессы осадконакопления теснейшим образом связаны с живым веществом, самым быстрообновляемым и самым эволюционно развивающимся и самым реакционноспособным. Установление связи между экзогенным породообразованием и развитием живого вещества — очень благодарная и перспективная проблема, которая через эволюцию живого вещества позволит нам подойти к пониманию эволюции земной коры.

**Металлогения осадочно-метаморфических толщ докембрия.** В настоящее время закономерности формирования и размещения полезных ископаемых мы рассматриваем преимущественно для фанерозоя и значительно меньше для докембрия. В связи с тем, что в последние годы поднята проблема литологии осадочных пород докембрия, по-новому может рассматриваться их металлогения. Металлогеническое значение осадочных докембрийских комплексов мы только начинаем осознавать. Исходя из факта первично-осадочной природы древнейших осадочных толщ, подвергшихся затем метаморфизму, нужно рассматривать и металлогению докембрия. Мы имеем большой набор первично-осадочных метаморфизованных месторождений (железистые кварциты, высокоглиноземистые сланцы и т. п.). Еще сложнее — группа метаморфогенных месторождений, образовавшихся в результате развития ультраметаморфических процессов. Месторождения, возникающие при ультраметаморфизме — как бы связующее звено между осадочной и эндогенной металлогений.

Изучение процессов метаморфизма, особенно ультраметаморфизма осадочно-метаморфических толщ, — ключ к пониманию эндогенных процессов в целом. Если в понимании процессов седиментации, а через нее и всей истории Земли, мы руководствуемся принципом актуализма и при-

меняем сравнительно-литологический метод, то в понимании эндогенных процессов, и прежде всего магматизма, кроме сравнений с современным вулканизмом критериев мало. Мы пока почти не можем применить принципы актуализма к расшифровке процессов магматизма и вообще всех глубинных процессов. Здесь мы в основном оперируем экспериментальными данными, пытаюсь с их помощью объяснить особенности магматических процессов, что, конечно, весьма условно, так как нет и не может быть полного тождества между экспериментом и природным магматическим процессом. Поэтому изучение осадочных толщ докембрия и их метаморфизма нам представляется в какой-то мере тем реальным путем, с помощью которого можно подойти к пониманию и объяснению многих эндогенных процессов, протекающих в недрах Земли. Генезис многих эндогенных образований нужно искать в процессах изменения осадочно-метаморфической оболочки Земли на больших глубинах.

**Об источниках материала для осадконакопления.** Особо следует остановиться на проблеме — что является исходным материалом для накопления осадков и образования горных пород. Генезис материала для седиментогенеза считался как-то само собой разумеющимся и специально не рассматривался. Обычно источник материала для образования осадков мы видели в продуктах выветривания горных пород. Это главный и основной источник материала для формирования осадочных пород; все остальные, о которых будет сказано ниже, играют меньшую роль в осадконакоплении, но их значение нельзя умалять.

Рассматривая продукты выветривания, мы обычно исходили из того, что они образуются преимущественно из магматических пород. Продукты разрушения осадочных пород рассматривались в конечном счете как результат неоднократной переработки все-таки первично-магматических пород. Этим самым осадочные породы заведомо относились ко вторичным по отношению к магматическим, которые считались первичными. На этом строились и соответствующие гипотезы геохимических судеб отдельных элементов при дифференциации вещества в земной коре. При этом не учитывалось, что не исключены принципиально другие отношения первичных и производных горных пород.

На первых этапах развития земной коры, особенно в раннем архее, многие (конечно не все) магматические породы образовались в результате ультраметаморфизма первично накопленного осадочного материала, и поэтому магматические породы могут часто быть вторичными по отношению к осадочным породам. Вероятно, самые первые осадочные породы на Земле в большей степени состояли из первично-космического материала, если следовать известной гипотезе образования нашей планеты из космической пыли. Последние геологические наблюдения на Луне дают нам немало аналогий для понимания тех геологических процессов, которые проходили на Земле в конце астрального периода и в самом начале доархейской геологической эры. Принятая схема образования горных пород: магматические породы → выветривание их → перенос → осадконакопление считается классической и основной в процессах седиментогенеза в фанерозое. Однако она не единственная, особенно для архея.

Изучение древнейших гранитов докембрия показывает, что они возникли за счет ультраметаморфизма первично-осадочных пород, что самые древние осадочные породы являются результатом разрушения еще более древнего осадочного материала. Для этих гранитов конечно первичными были осадочные породы. Нужно по-новому посмотреть на генезис не только пород гранитного ряда, но и некоторых пород основного состава. Весьма возможно, что среди них есть и возникшие в процессе ультраметаморфической переработки некоторых осадочных пород. В пользу этого говорит и тот факт, что уже с докембрия в строении земной коры преобладает первично-осадочный материал.

По-видимому, в так называемую догеологическую стадию жизни Земли самыми первыми осадочными породами были осадки, возникшие в результате выветривания базальтовой оболочки. Эти самые первые осадочные толщи в результате эволюции и многократного переотложения (осадочной дифференциации) стали прародителями всего многообразия типов осадочных пород, которые известны нам в раннем докембрии Балтийского, Алданского и других щитов. Дальнейшая жизнь земной коры в сумме с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма создала многообразие метаморфических пород известного нам докембрия. При этом есть основания все кислые изверженные породы, щелочные и часть основных интрузивов считать производными более древних осадочных комплексов. В этом смысле многие магматические образования должны рассматриваться как вторичные по отношению к породившим их в процессах ультраметаморфизма осадочным толщам.

Не вызывает сомнения первичность в этом смысле лав основного состава в зонах глубинного вулканизма, которые возникли при плавлении материала глубинных зон земной коры (ее базальтового слоя) и поднялись вплоть до земной поверхности по зонам глубинных разломов: В то самое время очаги плавления верхних зон земной коры (гранитного слоя) всегда захватывают в большей или меньшей степени осадочные или осадочно-метаморфические толщи, которые своим разнообразным составом обуславливают и все многообразие известных нам изверженных пород. Вопрос о первичности горных пород, как и вообще в природе вопрос о первичности и вторичности многих явлений, не прост, и мы в данном случае затронули его для того, чтобы показать, что многие геологические и геохимические сравнения изверженных и осадочных пород нужно делать с большой осторожностью.

В последние годы установлено большое значение для осадконакопления продуктов вулканических извержений. Стали выделять осадочно-вулканогенные формации, имеющие широкое распространение в земной коре. Этот вопрос довольно подробно рассмотрен в ряде фундаментальных работ и поэтому на нем нет оснований задерживаться. Понимание роли вулканогенного материала в формировании осадочных пород и руд настолько прогрессивно, что быстро находит применение в практике геологоразведочных работ, а генезис многих месторождений рассматривается с позиции осадочно-вулканогенного происхождения исходного материала.

В геологии (кроме понимания процессов тектонического развития), в особенности в литологии, в понимании генезиса материала, из которого сложена земная кора, мы в основном оперируем материалом земного происхождения, т. е. в какой-то степени стоим на позициях птоломеевского представления о месте Земли во Вселенной, рассматриваем ее обособленно от Солнечной системы и Вселенной. Земля как планета является порождением солнечной системы, частью Вселенной. В догеологический период она, вероятно, формировалась за счет твердых метеоритных частиц. Трудно полагать, что в геологическое время Земли поток космического материала на Землю прекратился. Исходя из этой предпосылки, нужно полагать, что в процессах осадконакопления участвует в какой-то мере материал Вселенной.

Нужно обратить внимание на роль и значение космического материала в формировании земной коры в различные геологические периоды. Космическая пыль солнечной системы, вероятно, поступала на Землю не только равномерно в течение годовых и вековых колебаний, образуя некоторую примесь к земному материалу. Вероятно, были периоды, когда неземного материала поступало много больше, периоды прохождения солнечной системы через туманности. Отдельные работы об обогащении земной коры неземным железом в архее, марганцем в палеогене уже публиковались. Исследования космоса, состава лунных пород показывают,

что теперь имеется больше оснований вплотную заняться изучением роли космического материала в отдельные периоды развития земной коры. Это должны в первую очередь сделать литологи, ибо накопление осадков и образование осадочных горных пород, подчиненное законам гипергенеза, тесно связано с энергией солнца. Но мы должны посмотреть шире на роль космического материала в образовании осадочных пород.

Рассматривая источники материала для осадконакопления, по-новому нужно оценить и значение живого вещества в этом процессе. Его нужно рассматривать не только как очень мощный фактор в переработке минеральной составляющей земной коры при выветривании и осадконакоплении. Но в ряде случаев как самостоятельный исходный материал, составляющий заметную часть осадочных горных пород. Биогенный материал в виде примесей, а часто и самостоятельных горизонтов, есть во всех осадочных толщах всех возрастов. Распределение его подчинено биологическим законам развития живого вещества с учетом влияния тектонических и зонально-климатических факторов развития земной коры.

#### **Литология и изучение земной коры как среды обитания человека.**

В последнее время одной из важнейших государственных и народнохозяйственных проблем стала проблема среды, окружающей человека. Геологов волнует проблема изучения земной коры как среды, в которой трудится и живет человек. Это новая большая и очень важная проблема взаимоотношения человека с земной корой, часть той большой проблемы «человек и среда», к которой привлечено сейчас внимание науки мира. В решении этой важнейшей проблемы еще нет заявки литологов, хотя их место и роль наиболее значительны в комплексе вопросов, связанных с геологической деятельностью человека. Это определяется прежде всего самим положением осадочных пород. Осадочные породы самые распространенные на земной поверхности; они образуют осадочный чехол на континентальной и океанической корах Земли. Поэтому вся хозяйственная деятельность человека проходит в осадочном чехле (исключения составляют отдельные выходы магматических пород), отличающемся наибольшим многообразием физико-технических и геотехнических характеристик: плотные цементированные породы, растворимые пласты, глин, вечная мерзлота, зыбучие пески, засоленные и обводненные горизонты и т. д. и т. п.

Вопросы нахождения мест захоронения промышленных отходов, создания подземных хранилищ нефти и газа не могут решаться без литологов. Устойчивость грунтов для сооружений и их укрепление в естественном состоянии и после вмешательства человека, развитие золотых процессов, засоление и обводнение грунтов, жизнь оползней, устойчивость берегов искусственных водоемов, морей и рек — эти и многие подобные вопросы затрагивают интересы не только инженеров-геологов, геоморфологов, но и непосредственно связаны с осадочными породами, работой литолога. Инженерно-геологическое изучение крупных регионов хозяйственной деятельности теперь невозможно не только без инженеров-геологов, геоморфологов, но и без литологов. При решении многих вопросов взаимодействия человека и земной коры роль литологов очень велика. Литологи могут не только изучать геологические явления, протекающие под влиянием человека в земной коре, но и многие геологические наблюдения над цементацией пород, их окаменением, перенести на искусственно создаваемые сооружения: откосы карьеров и берегов водохранилищ, укрепления хвостохранилищ обогатительных фабрик и т. п. В настоящее время в инженерной геологии оформляется инженерно-литологическое направление, которое, бесспорно, имеет большое будущее.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор отдает себе отчет в фрагментарности затронутых вопросов и далеко не полном охвате их.

В свете изложенного нужно поднять значение литологии как одной из важнейших наук, имеющих ключевое положение в решении многих проблем в комплексе геологических наук. Наша литология все-таки в основном развивается как наука теоретического плана, как в свое время развивались минералогия, геохимия, геофизика, геоморфология. Теперь каждая из этих наук кроме своего самостоятельного научного направления имеет четко выраженное прикладное направление. Не пора ли и в литологии по аналогии с этими науками всемерно развивать прикладное направление. Прикладная минералогия, прикладная геохимия, прикладная геофизика теперь уже общепризнаны и стали составной частью производственной деятельности. Сами литологи должны осознать значение и место своей науки в ряду геологических знаний и настойчиво развивать ее во всех направлениях.

В свете больших научных и прикладных задач, которые призваны решать литологи, нельзя считать организационные формы литологических исследований совершенными. Ненормально, что в научных учреждениях литология занимает подчиненное значение в виде отделов и секторов, что нет Института литологии и осадочных полезных ископаемых. Должно быть проведено организационное укрепление литологического направления в Академии наук СССР и системе Министерства геологии СССР. Настало время создать специализированный институт проблем литологии.

Большое значение для развития литологии и консолидации сил литологов имело создание Комиссии по осадочным породам при ОГГ АН СССР. Нужно, чтобы Комиссия проводила работу по более широкому кругу проблем, охватывающих все многообразие литологической науки. Большое значение в свое время имела организация журнала «Литология и полезные ископаемые», отмечающего 10-летие. Нужно поднять значение журнала среди других периодических изданий геологического профиля, улучшить его содержание, сделать журнал не только информативным, но и проблемным, публиковать не только частные описательные статьи, но больше уделять внимания проблемным вопросам. Мы не можем быть удовлетворены современным состоянием подготовки кадров литологов высшей школой. Несмотря на столь большое значение литологии, объем литологических дисциплин меньше многих других курсов, нет специализации по литологии и почти нет кафедр литологии. Нужно организовать подготовку специалистов литологов на первых порах хотя бы в МГУ, ЛГУ, САГУ, где для этого имеются все необходимые предпосылки.

Мне как литологу представляется, что у литологии большое будущее. Она как наука, сочетающая в себе данные естественно-исторического направления в геологии, а также как наука о веществе осадочного происхождения, к пониманию которого применимы эволюционные принципы актуализма, является ключом к развитию многих других наук геологии. Поэтому нужно и развитию литологии в самом широком ее смысле уделять больше внимания.

Министерство геологии СССР  
Москва

Дата поступления  
10.VII.1972

УДК 551.263 + 552.57

**УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ РОЛЬ  
В ПОЗНАНИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА<sup>1</sup>**

**П. П. ТИМОФЕЕВ**

Приводится краткий анализ некоторых проблем в области изучения угленосных формаций, составляющих существо познания осадочного процесса. Обращается особое внимание на генезис осадков, знание которого необходимо для решения как частных, так и общих вопросов формирования осадочных пород. Большая роль принадлежит вторичным процессам, приводящим к формированию угольных бассейнов и месторождений, с одной стороны, и преобразованию минеральных и органических осадков в породы с распределением в них кларковых и рудных концентраций различных химических элементов — с другой.

Познание осадочного процесса и особенностей формирования связанных с ним полезных ископаемых представляет собой весьма сложный путь исследования природных геологических образований. Последние проходят две принципиально различные, следующие одна за другой стадии седиментогенеза и литогенеза.

Первая из них обуславливает образование геологических формаций, возникающих при определенно направленном геотектоническом режиме в соответствующих палеоструктурных, палеогеографических и климатических условиях с накоплением тех или иных типов вещества — минерального, органического и вулканического; вторая суммирует все последующие и наложенные процессы, включающие формирование геологических структур и становление осадков в породы.

В процессе развития Земли геологические осадочные формации неоднократно выводились на дневную поверхность и в той или иной мере, иногда и многократно, подвергались размытию. Поэтому в современном структурном плане многие из них, как правило, сохранились неполностью и представляют собой те или иные части геологических формаций. Так, в частности, этими современными частями угленосных формаций являются угольные бассейны.

Особенно велика роль вторичных процессов при формировании пород и связанных с ними полезных ископаемых. На литогенез осадков существенное влияние оказывают гипергенные процессы, которые, с одной стороны, подготавливают материал для седиментогенеза, протекающего в разнообразных фациально-гидрогеохимических средах, а с другой — при определенных условиях накладываются на породы, находящиеся на различных стадиях литогенеза. В свою очередь существенное влияние на осадочный процесс оказывает вулканизм. Так, синхронный с осадконакоплением вулканизм придает особую специфику не только седиментогенезу, но и в дальнейшем сказывается на направленности и интенсивности преобразования минерального и органического вещества. Последующий же вулканизм активно воздействует на формирующиеся породы и в конечном итоге приводит к резкому усложнению процессов литогенеза, особенно его ранних стадий — диагенеза и катагенеза.

<sup>1</sup> Доклад, прочитанный 18 апреля 1972 г. на пленуме Комиссии по осадочным породам Академии наук СССР.

Роль изучения угленосных формаций в общем процессе познания геологических закономерностей образования земной коры очень велика. Они, как никакие другие формации, обладают многими своеобразными чертами строения и вещественного состава, что резко отличает их от всех остальных осадочных формаций. Это прежде всего полифациальность их отложений, представленных многочисленным набором литологических типов пород, включая вулканогенные и вулканогенно-осадочные имеющие широкий генетический диапазон от разнообразных континентальных до морских включительно. Другая типичная черта угленосных формаций — частая фациальная изменчивость осадков на весьма коротких расстояниях, особенно характерная для континентальных (речные, озерные, делювиально-пролювиальные, озерно-болотные и др.) и прибрежно-морских (подводная дельта, лагуны, заливы, прибрежное подвижное открытое мелководье и т. п.) условий седиментации, т. е. для тех фациальных типов осадков, которые вместе с угольными пластами составляют существо угленосных формаций. Наконец, угленосные формации в значительно большей степени, чем какие-либо другие, обладают довольно четко выраженной цикличностью. Поэтому угленосные формации — наилучший природный объект, на котором могут быть решены и успешно решаются многие вопросы теории и практики осадочного процесса.

В задачу статьи не входит освещение всех вопросов строения и состава угленосных формаций. Это можно найти в многочисленной опубликованной литературе, в том числе и в работах автора. Здесь же в довольно кратком виде остановимся на роли угленосных формаций в познании осадочного процесса, причем в основном лишь на ряде методических и научных аспектов этой проблемы, большинство из которых разрабатывается в Лаборатории литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института Академии наук СССР.

Работы последних лет показали, что основными или главными факторами, определяющими образование осадочных формаций, являются палеогеотектоника (сингенетичный геотектонический режим), палеогеография (фации и ландшафты), палеоклимат и вещество (минеральное, органическое, вулканическое), поступающее в область седиментации. Первые два фактора, особенно палеогеотектонический, — ведущие, и от них зависит прежде всего тип разреза и генезис слагающих его осадков. Климат характеризует тип седиментогенеза: гумидный, аридный и др. Вещество же определяет геохимический облик формации; оно в избирательном виде часто столь типично для той или иной формации, что входит в ее название: угленосная, бокситоносная, железорудная и др.

Решающим для определения роли и значения каждого фактора в общем сложном процессе образования формаций и в восстановлении условий этого процесса является выявление генезиса осадков при детальном их литолого-фациальном изучении. Без знания генезиса осадков в настоящее время практически невозможно обоснованно подойти к решению подавляющего числа общих и частных особенностей процесса формирования любых осадочных образований.

Вопросы генезиса угленосных отложений составляют существо угольной геологии, и их изучению особое внимание уделяли геологи СССР. Более 30 лет назад советские литологи — Ю. А. Жемчужников, Т. Н. Давыдова, П. В. Васильев, Г. Ф. Крашенинников и др. — при изучении угленосных отложений различного возраста и неодинакового структурного плана разработали принципы выделения генетических типов отложений. В дальнейшем, после 1947 г., генетические исследования получили еще более широкое развитие, особенно в Геологическом институте Академии наук СССР, где они проводились под руководством члена-кор. АН СССР Ю. А. Жемчужникова (в этих исследованиях принимал участие автор данной статьи), а также в бывшей Лаборатории геологии угля АН СССР, где ими руководил член-кор. АН СССР И. И. Горский.



В процессе изучения угленосных отложений Кузбасса и Донбасса под руководством и при участии Ю. А. Жемчужникова была разработана методика, получившая название фациально-циклического анализа. Последующие исследования в Геологическом институте Академии наук СССР позволили углубить и усовершенствовать отдельные приемы изучения угленосных отложений и сформулировать их в виде метода детального литолого-фациального анализа, а также разработать основы формационного анализа.

Один из принципиальных выводов учения об осадочных геологических формациях вообще и угленосных в частности состоит в том, что выделению формаций должно предшествовать изучение генезиса осадков. Поэтому установление формаций не является начальным, исходным пунктом исследования, а представляет собой его конечный результат, на что в свое время указывали Н. М. Страхов, Ю. А. Жемчужников и др. Автор полагает, что ставить под сомнение данное утверждение в настоящее время (хотя 10—15 лет назад это еще можно было делать) — значит игнорировать роль генезиса осадков, т. е. ту первопричину, через которую только и можно подойти к расшифровке сингенетичного геотектонического режима и выяснению истории геологического развития и формирования структурных элементов земной коры. Это значит также не видеть и не учитывать наших теоретических и методических возможностей, позволяющих довольно точно говорить о генезисе осадков уже в процессе проведения полевых исследований и о формациях как о генетически обусловленных геологических телах. В связи с этим нельзя согласиться с утверждением ряда исследователей, что учение о геологических формациях является одним из важных разделов тектоники. Учение о формациях возникло на грани ряда отраслей геологии (тектоники, литологии, стратиграфии) и, несмотря на это, имеет прежде всего и больше всего литолого-фациальный аспект. Поэтому не случайно Н. С. Шатский, полемизируя с Н. М. Страховым, соглашается с последним, что выделяемые Н. С. Шатским эмпирические формации на самом деле не формации, а свиты, толщи и другие им подобные образования. В подавляющем большинстве случаев эмпирически выделяемые формации практически ничем не отличаются от формаций американских геологов.

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. Из этого определения формации следует, что возникающие геологические тела ограничиваются седиментационной стадией и совершенно исключают какие-либо вторичные преобразования самих осадков 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 осадков важно знать не только из каких фациальных типов состоят угленосные формации. Анализ распределения фациальных типов осадков на площади позволяет реконструировать древние ландшафты, устанавливать соотношения последних со смежными и в конечном итоге восстанавливать особенности палеогеографии областей седиментации и их взаимоотношения с областями сноса обломочного материала.

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

о чем будет сказано несколько позже. Здесь же обратим внимание на положение зон концентрированного накопления органического вещества и их миграцию в разрезе и на площади распространения угленосных формаций, что полностью зависит от особенностей образования последних.

В трансгрессивных типах угленосных формаций угленакопление, в том числе максимальное, мигрирует в глубь той или иной структуры, т. е. в сторону древней суши и областей сноса обломочного материала. В регрессивных формациях оно смещается в противоположную сторону по мере того, как бывшие области прибрежно-морской или озерной седиментации превращаются в прибрежные болота. Эти особенности размещения древних областей торфонакопления связаны с общей эволюцией строения разреза и очень хорошо могут быть прогнозированы.

Органическое вещество концентрируется в определенных участках формаций, связано с определенными ландшафтами и образует соответствующие типы торфонакопления: дельтово-прибрежный, дельтовый, долинно-речной и озерный. Для последнего характерен гумусово-сапропелевый и сапропелевый состав углеобразующего вещества.

Дельтово-прибрежный тип торфонакопления связан преимущественно с заливно-лагунным побережьем крупных бассейнов морской седиментации и характерен в основном для палеозоя — Донецкий, Кузнецкий, Рурский, Аппалачский, Иллинойский, Западный и др. «Стержнем» этого типа торфонакопления является крупная наземная дельта, располагающаяся на плоском побережье огромного морского бассейна.

Дельтовый тип (Челябинский, Канско-Ачинский, Улугхемский и другие бассейны, Ткибульское месторождение Закавказья) характерен в основном для мезозоя и кайнозоя и присутствует в современную эпоху. Дельта приурочивается к центру наиболее интенсивно прогибающейся части прогиба (межгорные прогибы). Дельта, как и сам прогиб, имеет относительно небольшие размеры; для последнего характерны «крутые» борта, которые дренируются серией более мелких рек, разрезающих торфяное болото на отдельные блоки. Долинно-речной тип (Иркутский, Кузнецкий — юрский и другие бассейны, Гелатское месторождение Закавказья) также характерен для среднего и верхнего фанерозоя. Озерный тип не является самостоятельным и, как правило, сопутствует трем предыдущим.

Решение этих вопросов непосредственно связано с изучением последовательности стратификации и, естественно, отражает общий процесс образования угленосных формаций. Последовательный анализ строения формаций позволяет выяснить смену различных типов ландшафтов, особенно болотных, во времени, время и место появления в разрезе концентрированного органического вещества, его максимальную локализацию, определить морфологию угольных пластов, установить типы локализации, проследить в разрезе и на площади темпы нарастания и убывания 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 к открытию новых месторождений в пределах известных бассейнов и новых угленосных площадей с минимальной затратой денежных средств.

Выяснение генезиса осадков и последовательности их стратификации в пределах тех или иных палеоструктур земной коры — ключ к решению проблемы соотношения осадко- и угленакопления с тектоническим режимом. Это дает прежде всего возможность подойти к расшифровке палеорельефа (в случае трансгрессивного типа формации). Палеорельеф оказывает существенное влияние на осадко- и угленакопление, особенно

в начальный этап образования формации. Весьма велико его влияние на распределение и стабильность болотных ландшафтов (относительное их поднятие на фоне общего погружения), которые в ряде случаев обуславливают участки максимальной концентрации органического вещества.

Особенно важно знание генезиса осадков для расшифровки возникновения тех или иных типов обычно сложно построенных тектонических структур, которые становятся областями накопления осадков угленосных формаций и 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 угленакпления.

Незнание детального генезиса осадков или его схематизация не позволяют разобраться в истинном соотношении современных структур и установить, следовательно, древний структурный план времени образования формаций и характер размещения в них различных типов ландшафтов и ареалов их распространения. Это совершенно исключает правильное восстановление истории развития тех или иных тектонических структур, их соотношение с прилегающими горными сооружениями, которые в древнее время были областями, поставлявшими обломочный материал.

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 различные периоды своего существования. В свою очередь эти движения не являются прямолинейными, а имеют преимущественно колебательный характер. Зоны развития озерно-болотных и болотных ландшафтов обычно располагаются на побережьях крупных водоемов и обладают сходным геотектоническим режимом независимо от тех структурных элементов земной коры, к которым они приурочены.

Колебательные геотектонические движения, в процессе которых возникает циклическое, в той или иной степени отчетливо выраженное строение разреза, могут быть самыми разнообразными по скорости, амплитуде и характеру. В одном случае это постепенное длительное более или менее преобладающее однотипное опускание, приводящее (особенно в областях преимущественно морской седиментации) к накоплению мощных, довольно однообразных толщ. Здесь цикличность проявляется не контрастно (близкие и сходные генетические типы осадков, занимающие большие ареалы распространения); ее изучение необходимо проводить на всей площади развития отложений. В другом случае это только восходящие движения, которые в пределах суши приводят к разрушению и выносу обломочного материала; но и они не бывают однородными. В третьем, наиболее типичном и наиболее распространенном случае может происходить накопление осадков, когда результирующая колебательных движений имеет нисходящий (трансгрессивные формации) или восходящий (регрессивные формации) характер. В последнем случае накопление осадков возможно, если суммарная кривая колебательных движений не выходит за пределы бассейна седиментации.

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. В отличие от нашей методики, где элементарный цикл есть первично-обобщенная генетическая единица разреза, у западноевропейских и американских геологов — только лишь литолого-морфологическая, в основу выделения которой положено направленное изменение литологического состава пород. Поэтому и цикличность нам представляется как направленное изменение в чередовании элементарных циклов, а не «повторение в определенном порядке слоев горных пород в разрезе» (Дафф и др., 1971, стр. 11<sup>2</sup>).

Иногда нас, признающих цикличность (а не ритмичность вообще) осадочного процесса, упрекают в том, что в свое время Ю. А. Жемчужников ошибочно, применив американскую методику, выделил аллювиально-морские циклы в разрезе свиты  $s_2^6$  Лисичанского рудника Донецкого бассейна. Да, но это было только предположение и не больше, причем сделанное без предварительного детального литолого-фациального изучения разреза. Ю. А. Жемчужников, сравнивая разрезы угленосной толщи Донбасса и палеозойских угольных бассейнов Северной Америки, тогда же высказал предположение, что «доказанные (не всегда.— П. Т.) в американских бассейнах перерывы и несогласия в основании песчаных пород и в Добассе имеют гораздо более универсальный характер, чем это до сих пор принималось» (Жемчужников, 1948, стр. 350)<sup>3</sup>.

Последующими детальными литолого-фациальными исследованиями это предвидение полностью подтвердилось не только для угленосных отложений Донбасса, но и для всех угленосных формаций СССР. Что касается непосредственно разреза Лисичанского рудника, то Ю. А. Жемчужников отмечал, что сделанное предположение о наличии в основании песчаных горизонтов размывов и несогласий может быть оправданным только в том случае, если будет доказан «континентальный характер размыва нижележащей морской толщи и самих песчаников» (там же, стр. 351).

По иронии судьбы детальное литолого-фациальное изучение не подтвердило аллювиальный генезис песчаников в этом разрезе. Они были установлены в смежных районах: Марьинском, Алмазном и особенно на юго-западе Донбасса. Это еще одно доказательство того, сколь велико и необходимо знание генезиса осадков. Только генетический циклический анализ раскрывает большие возможности для решения многих геологических проблем.

Элементарные циклы имеют неодинаковый набор генетических типов осадков (а не глин, алевритов, песков, известняков и т. п., являющихся литологическими разностями осадков), которым определяются их различные типы. Возникновение различных типов циклов находится в тесной связи с их положением в конкретной палеогеографической схеме, где для каждого региона характерен свой геотектонический режим осадко- и торфонакопления. Элементарные циклы в определенной направленности сменяют друг друга на площади и по разрезу, что придает угленосным формациям общее циклическое строение их разреза. Направленная смена циклов в определенных отрезки времени приводит к образованию циклов более высших порядков — мезоциклов и макроциклов, характеризующих крупные этапы образования геологических тел и историю становления соответствующих палеотектонических структур. Если элементарные циклы, близкие или одинаковые по типу, с успехом исполь-

<sup>2</sup> Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. Пер. с англ. М., «Мир», 1971.

<sup>3</sup> Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., Углетехиздат, 1948.

зуются для сопоставления отложений смежных регионов, то мезо- и макроциклы — для корреляции удаленных регионов с разным генезисом отложений.

Столь же велико значение знания генезиса осадков и циклической седиментации для расчленения и сопоставления разрезов, в том числе континентальных с морскими, особенно если они связаны с неодинаковыми палеотектоническими условиями развития регионов. Это можно показать на многих примерах сопоставления разнофациальных градаций угленосных формаций. Зная генезис, распределение и направленную смену ландшафтов, можно дать правильное сопоставление отложений, иногда не согласующееся с палеонтологическими данными, если они не учитывают особенностей и этапности развития флоры и фауны для конкретных палеотектонических структур.

Так, на примере Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов доказано, что углесодержащая часть иркутской юры должна сопоставляться не с нижнеюрскими отложениями Канско-Ачинского бассейна, а с его более угленасыщенной частью, имеющей среднеюрский возраст. Это в дальнейшем нашло подтверждение в палеоботанических исследованиях В. А. Вахрамеева, который в противоположность другим не ограничивался палеонтологическим анализом растительных ассоциаций, а рассматривал их на фоне ландшафтов и истории их развития в разрезе и на площади Южной Сибири и смежных регионов. Подобный подход к решению этих вопросов в настоящее время поднят до уровня проекта международных корреляций, в котором будут участвовать также советские литологи, в том числе литологи-угольщики.

Особо следует остановиться на проблеме дальнейшего совершенствования генетической классификации угленосных формаций. Угленосные отложения, как известно, изучены лучше, чем какие-либо другие осадочные образования (большая площадь углей в пределах угленосных отложений). Вследствие этого угленосные отложения более детально исследованы и как геологические тела. Это позволило разработать ряд весьма сходных между собой генетических классификаций угленосных формаций (Г. А. Иванов, Г. Ф. Крашенинников и др.).

К сожалению, данные классификации, в основу которых положен главным образом тектонический фактор, все же не учитывают в должной мере палеогеографические особенности накопления отложений и поэтому, с моей точки зрения, не являются в полной мере генетическими. Так, Донбасс и Мосбасс, по Г. А. Иванову, Г. Ф. Крашенинникову и др., относятся к разным тектоническим типам угленосных формаций, а тип торфонакопления один и тот же — дельтово-побережный. С другой стороны, Иркутский и Канско-Ачинский угольные бассейны имеют соответственно долинно-речной и дельтовый типы торфонакопления, хотя располагаются в пределах одной и той же устойчивой молодой платформы. Или, например, некоторые угольные месторождения Ферганской долины (Сулюкта, Кизил-Кия и др.), Ткибульское месторождение Закавказья и Канско-Ачинский угольный бассейн. Для них характерен один и тот же преобладающий тип торфонакопления — дельтовый, хотя они относятся к разным тектоническим типам, соответственно: к подвижной платформе с выходом фундамента на поверхность, к краевой и внутренней стабилизированным зонам геосинклинальной области, к устойчивой платформе.

И, наконец, в пределах одного и того же тектонического типа можно наблюдать разные типы торфонакопления, отвечающие разным этапам его развития. Так, в Канско-Ачинском угольном бассейне нижняя юра характеризуется долинно-речным типом торфонакопления, а средняя юра — дельтовым. Поэтому не случайно Г. Ф. Крашенинников на II Всесоюзном угольном совещании в Ворошиловграде (1970 г.) в докладе о классификации угленосных формаций говорил не о существу-

ющих классификациях, а о поисках новых путей разработки генетической классификации угленосных формаций. Правда, сейчас наметился некоторый прогресс. Так, Н. В. Логвиненко предложил классификацию, в которой наряду с геотектоническим фактором фигурирует ландшафтно-климатический. Однако и в этой классификации не учитывается один из наиболее характерных признаков угленосных отложений — тип торфонакопления (дельтово-побережный, дельтовый, долинно-речной и озерный), который по существу и будет определять не тип формации вообще, а именно тип угленосной формации. Мне представляется, что тип торфонакопления прежде всего должен быть положен в основу генетической классификации угленосных формаций. По типу торфо(угле)-накопления можно определять характер и морфологию угольных пластов угольных бассейнов и месторождений, а следовательно, и давать научно обоснованные рекомендации для поисково-разведочных работ на уголь.

Также нельзя признать правильным, когда генетическая классификация формаций (формаций, а не угленосных отложений или угольных бассейнов) учитывает последующие, т. е. вторичные (наложенные) изменения. В этом случае она невольно смыкается с классификацией угольных бассейнов, что было оправдано еще 15—20 лет назад. Сейчас же, когда мы научились различать и отделять друг от друга стадии седиментогенеза и литогенеза, это уже себя не оправдывает.

В настоящее время намечается процесс создания двух классификаций: генетической угленосных формаций и структурно-морфологической угольных бассейнов. С моей точки зрения, это вполне закономерный процесс, вытекающий из состояния наших знаний об угленосных отложениях, и он должен получить свое дальнейшее развитие. Мы должны четко разграничивать первичные процессы и признаки (т. е. генетические), возникающие в стадию седиментогенеза, и вторичные (наложенные), которые формируют породы и угольные бассейны. В свое время Ю. А. Жемчужников неоднократно обращал на это внимание.

Очень интересна проблема, связанная с выяснением генезиса гумусовых углей и дальнейшим совершенствованием их генетической классификации. Исследование углей в неразрывном комплексе с изучением строения и состава угленосных формаций в целом открыло новые перспективы для расшифровки характера накопления и особенностей биохимического преобразования органического вещества. В настоящее время можно считать доказанным, что характер и длительность биохимического преобразования накапливавшегося в болотах растительного вещества зависят от палеогеографических особенностей и геотектонического режима областей торфонакопления независимо от типа тектонической структуры в целом. На примере изучения основных угленосных формаций СССР и некоторых зарубежных стран (США, ФРГ, Бельгии, Франции, Болгарии и др.) установлено, что в одной и той же палеогеографической обстановке (которая соответствует определенному геотектоническому режиму), но в разных фациальных условиях могло накапливаться различное по направленности биохимического процесса органическое вещество (гелефицированное, гелефузенизированное, фузенизированное), но всегда одной и той же структуры, например телинитовой или коллинитовой в широком понимании этого слова.

Комплексный подход к изучению концентрированного органического вещества — угольных пластов, их положение в циклах и разрезах формаций позволило впервые разработать принципы и построить геологическую генетическую классификацию гумусовых углей (система Геологического института АН СССР, Москва; сокращенный международный код — «ГИМ»). Ее не следует путать с ботанической генетической классификацией углей вообще, берущей свое начало от Г. Потонье. Она также принципиально отличается от вещественно-петрографической клас-

сификации ЛАГУ АН СССР, в основу которой положена не структура, а тип вещества, который определяется частными, а не общими закономерностями строения формаций. Структура угольного вещества определяется типом цикла-обстановки осадконакопления, отражающим направленный ход образования угленосных формаций. Поэтому вещественно-петрографическая классификация является начальным этапом разработки генетической классификации.

Интересные результаты получены при изучении рассеянного органического вещества. Установлено, что на каждой стадии углефикации (особенно низкой) гелефицированная древесина из песчаника того или иного фациального типа по содержанию углерода и кислорода очень близка таковой из угля предыдущей стадии углефикации. Так, древесина из озерно-болотного песка (Днепровский бассейн) на стадии землистого бурового угля по элементарному составу оказывается ближе к торфу, чем к землистому бурсму углю. Древесина из озерно-болотного песчаника (Богословское месторождение) на стадии твердого бурого угля по содержанию углерода и кислорода относится по стадии углефикации к промежуточному типу между землистым бурым углем и торфом, но ближе к первому. Гелефицированная древесина из руслового гравелита Итатского месторождения Канско-Ачинского бассейна, угли которого принадлежат к твердым бурым, даже не достигла стадии землистого бурого угля. Таким образом, влияние литологического и фациального типов осадков на изменение элементарного состава древесины определяется в ряде случаев масштабом более одной стадии углефикации.

Обнаруженные различия в химических свойствах древесины на торфяной стадии в связи с захоронением ее в разных фациальных типах осадков и дальнейшее их стирание по мере возрастания стадии углефикации свидетельствуют о том, что эти различия сформировались в диагенезе под влиянием внутренних факторов осадка, возникших вследствие специфики его накопления в каждой данной фации.

Эволюция органического вещества, проявляющаяся в различных его свойствах и признаках, обуславливается конкретными фациальными признаками осадков не только в период торфогенеза, но и при последующем его преобразовании. Это позволяет представить процесс изменения органического вещества, ведущий к его химической стабилизации, не как обособленное явление в природе, а как взаимосвязанное с общим процессом накопления и преобразования минеральных осадков той или иной формации в целом. Сделанный вывод раскрывает причины различий состава и свойств концентрированного и рассеянного органического вещества, вносит новые аспекты в теорию его преобразования и имеет вполне определенное значение при разработке промышленной классификации углей, прогнозе их качества, оценке стадий породообразования, установления кларковых и рудных концентраций различных видов полезных ископаемых осадочного генезиса.

Новым аспектом в изучении угленосных формаций явилось выяснение роли фациальной среды и ее геохимических особенностей в процессах минералообразования, которая в наиболее отчетливой форме проявляется в раннюю стадию литогенеза, т. е. в диагенезе.

В связи с этим удастся конкретно оценивать роль фациальных условий в формировании минерального состава осадков и выявлять особое значение реакционноспособного гумифицирующегося растительного материала в процессе минералообразования в диагенезе. Нам удалось установить, что на минералогическую переработку осадка в раннем литогенезе оказывает наибольшее влияние количество реакционноспособного растительного материала, присутствующего в осадке данной фации.

В разрезе торфяника Набадского месторождения Колхиды (Рионский межгорный прогиб) установлено, что по мере увеличения количе-

ства растительного материала в осадке от 10 до примерно 70%, т. е. от фации глинистых осадков зарастающих озерных водоемов поймы до фации древесных торфяных болот, отчетливо прослеживается трансформация хлорита в вермикулит, которая в разрезе торфяной залежи в Кобулетах протекает через ряд метастабильных фаз хлорит-вермикулитового типа. В этом же ряду фаций обнаруживается неуклонное разрушение монтмориллонита до полного его исчезновения в торфе с зольностью уже 33,8%. Процесс разрушения монтмориллонита сопровождается увеличением содержания каолинита в осадке, который в шлифах обнаруживается в виде заполнения клеточных полостей и пустот. Возможность образования аутигенного каолинита из монтмориллонита подтверждена экспериментально в природных условиях. При этом процесс преобразования монтмориллонита в каолинит протекает с большой скоростью и без смешаннослойных фаз. Следовательно, каолинит в данном случае возникает синтетическим путем.

На скорость преобразования глинистых минералов в осадке кроме количества реакционноспособного растительного материала влияют степень его разложения и ботанический состав растений. Все три фактора, взаимодействуя между собой, в сумме определяют парагенезы глинистых минералов, образующих генетические комплексы. Изучение торфяников Колхиды показало, что генетические комплексы глинистых минералов характерны для каждой данной фации осадко- и торфонакопления. Наиболее близки по минеральному составу к исходной глине глинистые осадки зарастающих озерных водоемов с содержанием растительного материала 2 — 10%. Для них характерны каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и хлорит. По мере увеличения количества растительного материала в осадке данной фации фазовый состав глинистой фракции все более отличается от седиментационной (исходной) глины. Существенно заметить, что глинистая фракция осадков с содержанием растительного материала около 40% наиболее обогащена разнообразным глинистым материалом. Это связано, как видно, с сохранением унаследованных минералов, появлением смешаннослойных фаз, а также изменением монтмориллонита и гидрослюды. В глинистой фракции типичных торфов с зольностью до 35% отсутствуют хлорит и монтмориллонит, исчезают смешаннослойные фазы, но появляются аутигенный вермикулит, каолинит, аллофан, свободный глинозем и аморфный кремнезем.

Указанная закономерная смена генетических комплексов глинистых минералов по мере развития процесса торфонакопления — результат проявления устойчивости одних и изменения других глинистых минералов в различных гидрохимических и биохимических средах, присущих соответствующим фациям осадко- и торфонакопления.

Фациальная природа осадка определяет также направленность процесса преобразования минерального вещества и сказывается в течение всей его жизни, хотя интенсивность по мере увеличения степени метаморфизма ослабевает.

Так, при изучении угленосной толщи Кизеловского каменноугольного бассейна установлено четкое распределение глинистых минералов по определенным фациальным типам осадков при наличии единой области сноса в течение всего периода формирования угольной толщи (до 250 м). Глинистая фракция аргиллитов и алевролитов фации наиболее удаленных от побережья участков моря нижней части разреза угленосной толщи (радаевский горизонт, до 90 м) состоит из гидрослюды типа 1М, а также смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований. В глинах, и алевролитах заливов и лагун, кроме того, в незначительном количестве присутствует каолинит. В континентальных отложениях бобриковского горизонта (до 120 м), составляющего среднюю часть угленосной толщи, глинистая фракция русловых песчаников



представлена каолинитом и гидрослюдой типа 2М. Последняя в несколько большем количестве содержится в песчаниках подводной дельты. В озерно-болотных песчаниках (почвы и подпочвы) каолинит резко преобладает над гидрослюдой типа 2М. Во встречающихся прослоях песчаников прибрежного мелководья глинистая фракция представлена, как и в радаевском горизонте, исключительно гидрослюдой типа 1М.

Верхняя часть угленосной толщи, отвечающая тульскому горизонту (до 40 м), — копия прибрежно-морских отложений нижней части угленосной толщи (радаевский горизонт). Встречающиеся здесь слои континентальных отложений по составу глинистых минералов аналогичны в соответствующих фациях.

Суммируя изложенное, можно говорить о приуроченности определенного типа глинистых минералов к осадкам соответствующего генезиса. Именно поэтому осадки одноименных морских фаций радаевского (нижняя часть) и тульского (верхняя часть) горизонтов угленосной толщи, несмотря на то, что они залегают на разных стратиграфических уровнях, имеют близкий состав глинистых минералов.

Кроме того, здесь установлено, что песчано-алевритовые и глинистые породы испытали постседиментационное уплотнение, вызванное действием нагрузки вышележащих пород (глубокая эпигенетическая переработка — частичное растворение обломков кварца, образование мозаичных конформно-регенерационных структур при исчезновении первичной обломочной структуры). Однако преобразование песчаников в разрезе характеризуется различной интенсивностью, определяемой не столько глубиной погружения, сколько фациальной принадлежностью. Так, наиболее измененные песчаники прибрежных участков моря залегают в верхней части формации (тульский горизонт), в то время как наименее преобразованные русловые песчаники участвуют в строении нижележащего бобриковского горизонта. В целом интенсивность преобразования зависит от первоначальной сортировки и степени окатанности материала, количества органического вещества и цементирующего глинистого вещества, т. е. от всего того, что является следствием различной фациальной природы осадков.

Очень интересные результаты получены также при изучении нижне-среднеюрских угленосных отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Эта полифациальная угленосная толща (от различных континентальных до морских осадков включительно) характеризуется пятью ассоциациями глинистых минералов, связанными с различными фациальными типами пород и одним и тем же источником сноса обломочного материала. Гидрослюдисто-каолинитовая ассоциация характерна для отложений почв и подпочв угольных пластов, зарастающих торфяных болот и сапропелевых озер, а также для полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов. Каолинит-изометрично-пластинчато-гидрослюдистая ассоциация установлена в осадках прирусловой части поймы, открытого подвижного мелководья озерных водоемов. Каолинит-удлинненно-пластинчато-гидрослюдистая ассоциация присутствует в осадках руслового аллювия горных и равнинных рек. Хлорит-каолинит-гидрослюдистая ассоциация приурочена к осадкам фации открытого подвижного морского мелководья. Смешаннослойная фаза хлорит-вермикулит-гидрослюдисто-каолинитовой ассоциации встречается в алеврито-глинистых осадках в прибрежных частях озер. Как видим, для каждого фациального типа осадков характерны свои ассоциации глинистых минералов.

Этот новый аспект проблемы о влиянии фациальной среды на процесс и интенсивность преобразования органического и минерального вещества имеет очень краткую историю и находится в стадии разработки. И наиболее подходящим объектом для ее решения являются, несомненно, угленосные формации. Здесь мы видим наибольшую перспективу, и

это внесет много нового в теорию познания самого процесса формирования вещества и приведет к новому качественному скачку в общей теории седименто- и литогенеза.

На протяжении всей истории изучения угленосных отложений ставились проблемы, которые преследовали цель выяснить общие временные и пространственные закономерности размещения угленакопления в земной коре.

Впервые стратиграфический анализ распределения угольных масс в земной коре в общей форме сформулировал акад. П. И. Степанов в виде теории поясов и узлов угленакопления. В дальнейшем эти идеи получили свое развитие по теме «История угленакопления», в разработке которой участвовал большой коллектив геологов и литологов-угольщиков Академии наук СССР, академий союзных республик и министерств геологии СССР и угольной промышленности СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР И. И. Горского.

В процессе этих работ был создан ряд крупных монографий по отдельным эпохам угленакопления на территории СССР, составлены карты эпох угленакопления и карта прогноза угленосности. В настоящее время заканчивается издание крупной многотомной коллективной монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР». Это был второй этап в установлении количественных и качественных закономерностей размещения угленакопления на территории СССР — большой вклад в теорию познания и практику угольной геологии. Этим исследованиям нет равных в мировой науке.

В последнее время широкий размах получили исследования, в которых генетический и формационный аспекты являются их неотъемлемой составной частью. Пройдет немного времени, и мы приступим к принципиально новому, третьему этапу — обобщению материалов, в процессе которого можно будет значительно детальнее расшифровать эволюцию процесса угленакопления и выявить уже закономерности размещения угленосных формаций и их соотношения со смежными формациями. Этим обогатится не только наша наука об угле и угленосных формациях, но и практика поисково-разведочных работ. И, несомненно, это будет весомый вклад в познание седименто- и литогенеза осадочных образований.

Таким образом, очень краткий анализ весьма небольшого количества проблем, составляющих существо познания осадочного процесса, говорит о том, что они успешно решаются на угленосных формациях. Поэтому дальнейшее комплексное детальное изучение последних открывает 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, расширенное применение разнообразных современных физических, химических и других методов изучения вещественного состава осадков и пород.

Чем детальнее и обоснованнее будет выясняться генезис осадков, тем правильнее мы сможем устанавливать особенности строения и состава угленосных формаций и расположения в них различных типов торфо-(угле)накопления. Особая роль принадлежит последующим процессам и причинам, приводящим к формированию угольных бассейнов и месторождений, с одной стороны, и преобразованию минеральных и органических осадков в породы с распределением в них кларковых и рудных концентраций различных химических элементов — с другой. В итоге угленосные формации будут познаны с момента их возникновения до современного состояния как четко обособленные геологические тела, занимающие определенное трехмерное положение в земной коре.

УДК 551.263+546(234.853)

**МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ  
КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО УРАЛА**

*И. В. ХВОРОВА, Б. П. ЗОЛОТАРЕВ, А. И. ГУСАРЕВА*

В эвгеосинклиналиях присутствуют силициты двух типов: фтаниты и яшмы. В силурийских фтанитах и среднедевонских яшмах Южного Урала изучены особенности распределения ряда микроэлементов (V, Cr, Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zr, Zn, Ga, Ge). Аналитический материал обработан статистически. Во фтанитах наблюдается повышенное содержание Mo, V и Cu. Mo положительно связан с  $S_{орг}$ . Остальные элементы имеют низкую концентрацию и связаны с Al и терригенным Fe. В яшмах содержание микроэлементов более низкое, но локально дает резкие «подскоки». В яшмах локально присутствуют рудные концентрации Fe. Геохимические данные и морфология рудных тел позволяют считать основную массу Fe яшм вулканогенной. Cu, Pb и Ge (отчасти Zn) положительно связаны с Fe и тоже имеют вулканогенное происхождение.

Среди осадочных образований в эвгеосинклиналиях широко распространены, как известно, кремнистые породы (силициты), определяющие здесь облик многих формаций. Почти всегда в одной и той же геосинклинали таких формаций бывает несколько. Они отличаются набором пород, а также некоторыми особенностями состава силицитов. В эвгеосинклинальном разрезе Южного Урала также известно несколько кремнистых комплексов. Характерны резко отличающиеся по внешнему виду фтанитовая сакмарская свита силура и яшмовый бугулыгырский горизонт эйфеля.

Основной химический состав южноуральских кремнистых пород рассматривался ранее (Хворова, 1968), но содержание микроэлементов не приводилось, вследствие чего химическая характеристика этих пород была неполной. В данной статье этот пробел в известной мере заполнен: приведены данные о поведении 11 элементов (V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, Zn, Zr, Ga и Ge) в каждом из упомянутых комплексов. Так как они образованы различными характерными кремнистыми породами, отличающимися некоторыми уже установленными особенностями химического состава, представлялось интересным сравнить поведение в них микроэлементов. Кроме того, мы стремились найти опубликованные геохимические работы, посвященные отложениям, сходным с изученными.

Образцы для исследований были отобраны из естественных обнажений, что несколько снижает их ценность как объекта для химического изучения. Однако, судя по имеющимся наблюдениям (Vine, 1966), чувствительны к выветриванию лишь некоторые элементы; из изученных нами это относится к Co. Все образцы были отобраны в одинаковых условиях, поэтому на относительном содержании элементов такой отбор не должен сказаться.

Количественное определение микроэлементов было проведено методом спектрального анализа из порошков, без предварительной химической обработки. V, Cr, Ni, Co, Cu определялись одновременно из одной навески, Pb, Mo, Ge, Ga — из другой. Для получения спектров использовался дифракционный спектрограф ДФС-13. Источник возбуждения спектров — горизонтальная угольная дуга переменного тока. Способ введения образцов в зону разряда — просыпка пробы через дугу, стабилизированную током воздуха. Анализ проводился по методу трех эталонов. Эталоны готовились искусственно с основой из  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaCO}_3$ . Для нивелирования валового состава образцов и стабилизации температуры горения дуги пробы разбавляли буфером (угольный порошок +  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) в соотношении 1 : 2. Чувствительность метода: для Cr, Ni, V, Co  $1 \div 3 \cdot 10^{-4}\%$ , для Pb, Mo, Ge, Ca  $3 \div 5 \cdot 10^{-5}\%$ . Средняя квадратичная ошибка 8—12%.

Для выяснения особенностей распределения микроэлементов в обих кремнистых толщах аналитические данные были обработаны статистически. При этом распределение содержаний каждого из изученных компонентов расценивалось как распределение случайной величины в независимом статистическом множестве, а ряд полученных содержаний элементов — как репрезентативная выборка из этого множества. При таком подходе к обработке аналитических материалов правомерно использование некоторых вероятностных статистических приемов. Математический анализ ряда величин, составляющих каждую репрезентативную выборку, позволяет рассматривать ее как статистическую модель всего множества.

Выполняя эту работу, авторы ставили перед собой следующие задачи: с одной стороны, рассмотреть зависимости содержаний компонента  $x$  от компонента  $y$  внутри каждого множества (в нашем случае — комплекса кремнистых пород), с другой — установить разницу в особенностях распределений компонентов в сравниваемых комплексах (фтанитовом и яшмовом).

Первая задача решалась путем корреляционного анализа, вторая — вычислением уравнений регрессий с сопоставлением положений кривой уравнения регрессии в координатах: компонент  $x$  — компонент  $y$ . Из математической статистики известно, что зависимость между двумя компонентами многомерной случайной величины может быть установлена вычислением соответствующего им значения ковариации (Бондаренко, 1970) по формуле

$$COV(\xi_1 \xi_2) = M \{ (\xi_1 - M\xi_1) (\xi_2 - M\xi_2) \}.$$

Однако наличие размерности ковариации побуждает заменить ее коэффициентом корреляции:

$$\rho_{\xi_1 \xi_2} = \frac{COV_{\xi_1 \xi_2}}{\sigma_1 \sigma_2}.$$

Статистическая оценка ( $r_{x,y}$ ) коэффициента корреляции ( $\rho_{\xi_1 \xi_2}$ ) может быть вычислена по формуле

$$r_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{S_x S_y}.$$

На практике пользуются более удобным для вычисления выражением:

$$r_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i y_i - \frac{1}{N} \left( \sum_{i=1}^N x_i \right) \left( \sum_{i=1}^N y_i \right)}{\sqrt{\left[ \sum_{i=1}^N x_i^2 - \frac{1}{N} \left( \sum_{i=1}^N x_i \right)^2 \right] \left[ \sum_{i=1}^N y_i^2 - \frac{1}{N} \left( \sum_{i=1}^N y_i \right)^2 \right]}}$$

$\xi_1 \xi_2$  — многомерные случайные величины;  $M$  — математическое ожидание случайной величины;  $\sigma_1, \sigma_2$  — стандартные отклонения;  $S_x, S_y$  — статистические оценки стандартных отклонений;  $x_i, y_i$  — случайные величины;  $\bar{x}, \bar{y}$  — средние арифметические значения случайных величин;  $N$  — число наблюдений в выборках.

Полученный по приведенной выше формуле статистический аналог коэффициента корреляции ( $r_{x,y}$ ) может отличаться по числовому выражению от истинного коэффициента корреляции ( $\rho \xi_1 \xi_2$ ). Для того чтобы оценить, является ли это отличие значимым или случайным и отличным от 0 (как следствие условий выборки или отсутствия связи), необходимо проверить для заданного уровня значимости (например, 5%), расходится ли эмпирический критерий Стьюдента ( $t$ ) с его табличным значением  $t_g$  (с  $N - 2$  степенями свободы). В случае, если эмпирический коэффициент превышает значение табличного  $t_g$  (1,96), значения  $r_{x,y}$  следует считать значимыми и отличными от 0, а зависимость между сравниваемыми компонентами — линейной. Для вычисления критерия Стьюдента пользовались выражением

$$t = \frac{r_{x,y}}{\sqrt{1 - r_{x,y}^2}} \sqrt{N - 2}.$$

Графическое выражение линейной зависимости (в случае значимого коэффициента корреляции  $r_{x,y}$ ) определяется уравнением следующего вида:

$$y_i = \beta (x_i - \bar{x}) + \bar{y},$$

где  $\beta$  — коэффициент регрессии. Статистическая оценка ( $b$ ) коэффициента регрессии ( $\beta$ ) определялась по следующей формуле:

$$b_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i y_i - \frac{1}{N} \left( \sum_{i=1}^N x_i \right) \left( \sum_{i=1}^N y_i \right)}{\sum_{i=1}^N x_i^2 - \frac{1}{N} \left( \sum_{i=1}^N x_i \right)^2}.$$

Выбрав два произвольных значения  $x_i$ , можно получить две точки в координатах  $x$  и  $y$  и построить кривую регрессии, которая наиболее оптимальным образом графически отобразит зависимость рассматриваемых компонентов. Все статистические расчеты проводились в Лаборатории математических и экспериментальных методов исследования в тектонике на ЭВМ «Наири-М» оператором Т. С. Ревун под руководством Д. А. Казиминова, которым авторы выражают свою признательность.

#### СИЛУРИЙСКИЙ ФТАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

**Краткая характеристика.** Комплекс является частью вулканогенно-кремнистой формации (Хворова, 1968) и состоит из темных фтанитов — чистых или слабogliнистых, переслоенных темными кремнисто-глини-

стыми сланцами. Для комплекса характерно чередование толсто- и тонкослоистых пачек, что связано с неравномерным распределением глинистого материала. Количество последнего невелико, и кремнистая составляющая резко преобладает. В комплексе почти нет карбонатных пород. Лишь изредка встречаются небольшие пачки, в которых среди силицитов развиты тонкие прослои известняков. Местами во фтанитах много фосфатных линзочек и конкреций.

Фтаниты состоят из крипто- и микрокристаллической кварц-халцедоновой массы и часто содержат большое количество радиолярий, а местами также остатки хитинового планктона (акритархи) и граптолитов. Многие слои, однако, лишены органических остатков. Следы бентосной фауны отсутствуют. В целом комплекс можно рассматривать как кремнистую разновидность отложений, известных под названием «фации граптолитовых сланцев». Латерально и в разрезе комплекс неоднократно сменяется толщами основных эффузивов. Развиг он преимущественно в Сакмарской зоне западного склона Южного Урала, где часто находится в аллохтонном залегании; кроме того, он прослеживается в виде неширокой полосы в западной, приуралтауской части восточного склона.

Есть основания считать, что осадки комплекса формировались в глубоководных условиях подобно многим другим эвгеосинклинальным отложениям фации граптолитовых сланцев.

Для южноуральских фтанитов характерна бескарбонатность, высокое содержание кремнезема и сравнительно низкое алюминия (0,86 — 7,67%  $Al_2O_3$ ), нередко повышенное содержание органического вещества ( $C_{орг}$  0—5%; среднее из 41—1,3%) и фосфора (0,005—15,33%  $P_2O_5$ ; среднее<sup>1</sup> из 40—0,4%), а также очень низкое содержание марганца (0—0,13%  $MnO$ , среднее из 41—0,008%); закисное железо преобладает над окисным ( $Fe_2O_3 \cdot FeO = 0,7$ ).

**Микроэлементы.** Содержание 11 упомянутых элементов определено в 45 образцах фтанитов, в двух фосфоритовых конкрециях и одном образце осветленного фтанита. В табл. 1 показаны значения содержаний этих элементов и фактор обогащения, рассчитанный по отношению к среднему значению в глинах (Виноградов, 1962). Мы видим большие колебания в содержании всех элементов, но резко повышенных, «ураганых», значений во фтанитах мало. Три элемента — Mo, V и Cu — несколько обогащают фтаниты: их средние значения превышают таковые в глинах (факторы обогащения соответственно равны 5; 1,66; 1,28); среднее значение Ge близко к таковому в глинах, остальными элементами фтаниты обеднены (факторы обогащения < 0,5).

Таблица 2 дает представление о взаимоотношении элементов между собой, а также с Al (отражающем количество терригенной примеси), Fe и  $C_{орг}$ . Судя по коэффициентам корреляции, с Al связаны Ga, Pb, Ge, Ni, Cr, Zn, Cu (в порядке убывания коэффициента корреляции); значительно хуже эта связь проявляется у Mo и отсутствует у V и Co. С Fe показали значимую связь Ga, Ge, Ni, Pb, Zn, Cu, Cr, Co; у Mo и V она отсутствует. С органическим веществом проявляется связь лишь у Mo. Почти ни один элемент не коррелирует с P. Анализ фосфоритовых конкреций из фтанитовых толщ показал заметное обеднение их микроэлементами по сравнению с вмещающими породами. В частности, конкреции содержат незначительное количество V (18 и 34 при среднем во фтанитах  $216 \cdot 10^{-4}\%$ ); в этой связи интересны данные В. Н. Холодова (1968), показавшего, что, как правило, V не концентрируется в фосфоритах.

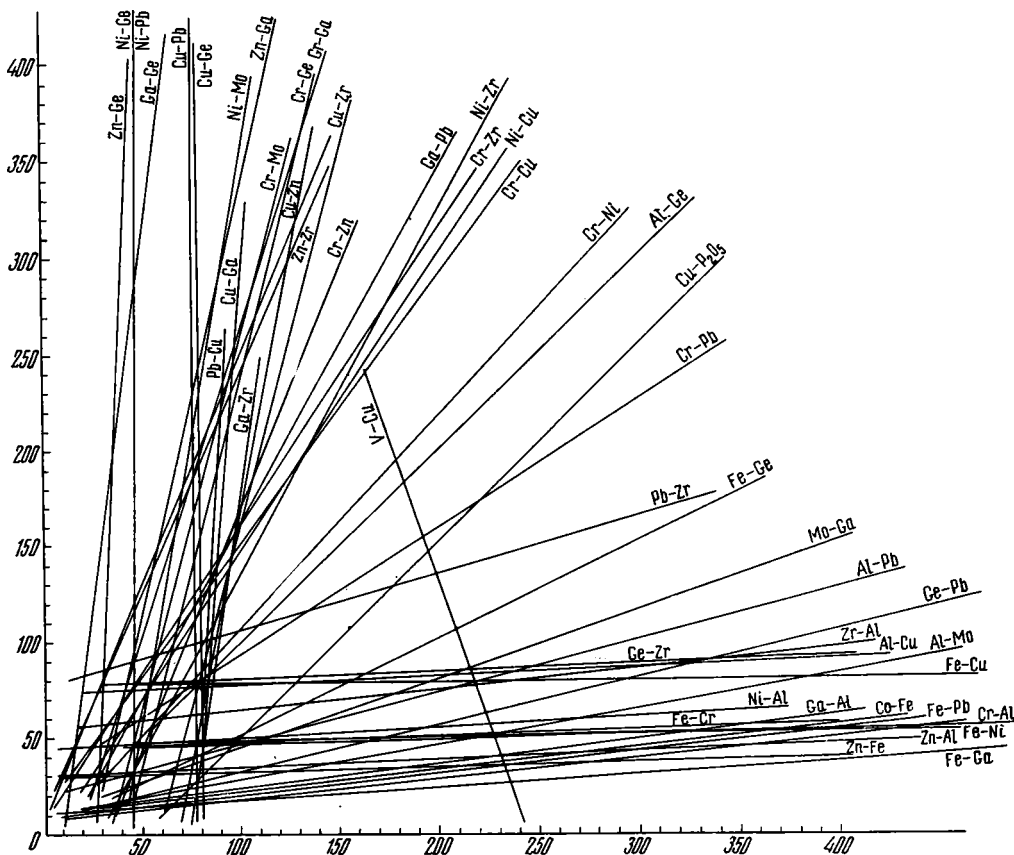
<sup>1</sup> Высокие содержания не учитывались.

Содержание некоторых микроэлементов в кремнистых породах из различных толщ, 10<sup>-4</sup> %

Элементы	Среднее в глинах (Виноградов, 1962)	Фтаныты силура, Южный Урал			Фтаныты ордовика, Кордильеры (Ketner, 1969)			Яшмы эйфеля, Южный Урал			Отношение средних содержаний фтаныт, яшма, Южный Урал
		пределы содержания	среднее	факторы обогащения	пределы содержания	среднее	факторы обогащения	пределы содержания	среднее	факторы обогащения	
V	130	15—515	216	1,66	30—700 [1500]*	241	1,8	<5—137** <5—137	29,9 32,4	0,23 0,25	7
Cr	100	8—118	44	0,44	7—150	54,1	0,54	<5—90 <5—90	16 17,1	0,16 0,17	2,5
Ni	95	6—166	46	0,48	3—100	21,7	≈0,23	<5—137 <5—152	18,1 22,6	0,19 0,23	2,6
Co	20	<5—21	5	0,25				<5—36 [51] <5—36	6,2 6,28	0,31 0,31	2,3
Cu	57	11—200	73	1,28	7—200	62	1,1	<5—220 [300] <5—270	32,2 41,2	0,56 0,72	0,8
Pb	21	<3—18	7	0,33				<3—92 <3—187	15,4 22,3	0,73 1,06	0,5
Mo	2	<1—>50	10	5				1—4,2 <1—4,3 [10,4; 19,7]	0,65 0,70	0,32 0,35	15,3
Zn	80	4,5—128	28,6	0,35				5—95 5—105 [146; 238]	26,5 29,7	0,32 0,37	≈1
Zr	200	0—150	77	0,39	<10—300	76,2	0,38	0—166 [296; 221] 0—166 [276; 308]	41,8 41,9	0,20 0,20	1,8
Ga	30	<3—41	10	0,33	<5—70	16,9	0,56	<3—23 <3—23	3,4 3,9	0,11 0,13	2,6
Ge	2	<1—5,2	2,08	≈1				<1—10,7 [19,4; 23] <1—12,1	1,7 2,7	0,85 1,35	1,7

\* Числа в скобках показывают отдельные высокие содержания, не вошедшие в расчет при определении средних значений.

\*\* Верхняя строчка — характеристики без учета образцов с высоким содержанием Fe и Mn, нижняя — характеристики на основе всех образцов (включая рудоносные).



Фиг. 1. Диаграмма линий регрессии микроэлементов фтанитового комплекса

Элементы, положительно связанные с Al, как правило, обнаруживают связь и между собой, хотя выражена она не одинаково отчетливо и есть исключения. Так, нет корреляции между Ga и Ni, Mo и Zn, Mo и Zr, Mo и Ge. Наиболее «независим» V, положительно коррелирующий только с Cr и отрицательно с Cu. Три элемента, присутствующих в нескольких повышенных количествах (Mo, V и Cu), не имеют корреляционной связи между собой.

Для тех пар элементов, которые обнаруживают устойчивую корреляционную связь, вычислен коэффициент регрессии ( $b$ ) и построены линии регрессии в координатах: компонент ( $x$ ) — компонент ( $y$ ). На фиг. 1, 2 каждая линия регрессии обозначена таким образом, что элемент, поставленный первым, определяется по вертикальной оси диаграммы, а второй — по горизонтальной. Таким образом, изменение угла наклона линии свидетельствует об изменении скорости накопления одного компонента относительно другого. На основе диаграммы (фиг. 1) составлена табл. 3, показывающая скорость изменения одного компонента по отношению к другому. По этому признаку выделяются три группы элементов: с большей, меньшей и близкой скоростями изменения по отношению к элементу, показанному во второй графе таблицы.

При рассмотрении таблицы бросается в глаза, что скорость накопления большинства микроэлементов, имеющих значимую корреляцию с Fe, выше скорости накопления последнего. Скорость концентрации Cr, Ni, Cu и отчасти Pb равна или выше скорости концентрации большинства других микроэлементов.



Таблица 2

Корреляционная матрица по фтанитовой формации (коэффициент корреляции значим при  $t \geq 1,96$ )

	Al	Fe	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Mo	Zn	Zr	Ga	Ge	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Al			0,149 1,077	0,650 5,350 13,269	0,682 5,832 18,660	0,260 1,687	0,615 4,872 25,191	0,816 8,831 3,158	0,417 2,866 4,160	0,614 14,524	0,573 4,372 18,222	0,941 17,429 7,173	0,744 6,971 0,910	
Fe			0,011 0,070	0,587 4,530 29,996	0,730 6,680 50,025	0,418 2,873 2,789	0,637 5,164 65,373	0,668 5,616 6,479	0,230 1,479	0,625 5,009 38,336	0,543 4,040 44,935	0,850 10,112 16,446	0,736 6,799 2,242	
V				0,583 4,716 0,125	-0,231 1,464		-0,445 3,068 -0,195	0,105 0,654	0,223 1,416	-0,180 1,199	0,165 1,097	0,062 0,385	-0,225 1,423	-0,145 0,909
Cr					0,688 6,230 0,865		0,364 2,568 0,705	0,609 5,040 0,107	0,370 2,616 0,169	0,319 2,209 0,343	0,485 3,610 0,740	0,743 7,288 0,261	0,580 4,769 0,032	0,011 0,071
Ni							0,618 5,155 0,921	0,537 4,175 0,073	0,356 2,500 0,128	0,606 4,997 0,514	0,580 4,673 0,689	0,139 0,921	0,744 7,305 0,032	0,022 0,136
Co														
Cu								0,537 4,179 0,049	0,164 1,095	0,521 4,007 0,296	0,356 2,503 0,278	0,579 4,662 0,107	0,649 5,600 0,019	0,345 2,270 40,339
Pb									0,436 3,179 1,138	0,490 3,691 3,003	0,493 3,720 4,312	0,783 8,260 1,569	0,600 4,930 0,192	0,191 1,221

Mo	0,119 0,787	0,254 1,726	0,459 3,392 0,852	0,271 1,852	-0,156 0,979
Zn		0,360 2,536 0,495	0,591 4,815 0,193	0,493 3,724 0,025	0,052 0,323
Zr			0,602 4,947 0,143	0,531 4,109 0,020	
Ga				0,773 8,015 0,123	0,118 0,734
Ge					0,159 0,996

В каждой клетке числа сверху вниз означают: 1) коэффициент корреляции — r; 2) критерий значимости при 5%-ном уровне — t; 3) коэффициент регрессии — b; полужирным шрифтом выделен значимый коэффициент корреляции.

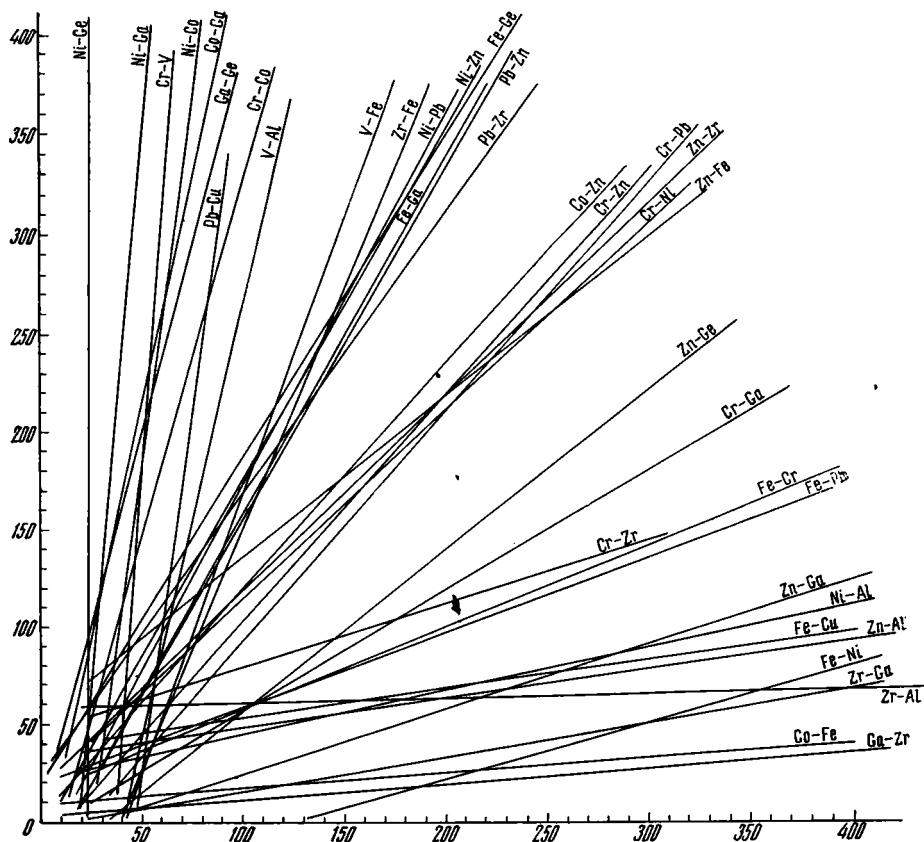
Особое положение занимает линия регрессии V—Cu (фиг. 1) в связи с наличием у этих элементов отрицательного коэффициента корреляции. Увеличение концентраций V в данном случае сопровождается уменьшением концентраций Cu.

#### Некоторые сравнения.

Известно много отложений, близких литологически и по условиям образования, однако из-за недостаточного количества опубликованных химических анализов нельзя сравнить состав этих отложений с составом южноуральских фтанитов. Исключение — ордовик Кордильерской геосинклинали, детально изученный К. Б. Кетнером (Ketner, 1969). Это толща слоистых темных силицитов, от слабо ( $\text{SiO}_2 > 90\%$ ) до сильно глинистых, переходящих в кремнистые аргиллиты и сланцы. В силицитах присутствуют остатки радиолярий, в одних слоях обильные, в других редкие; в глинистых разностях много граптолитов. Остатки донных организмов отсутствуют. Прослой известняков редки. Кремнистые толщи ассоциируют с зеленокаменными вулканитами.

Ордовикские толщи Кордильерской эвгеосинклинали похожи на силурийские кремнистые отложения Южного Урала и тоже представляют собой специфическую кремнистую разновидность фации граптолитовых сланцев.

Химический состав ордовикских пород характеризуется высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (среднее из 49 образцов — 84,3%), небольшим содержанием



Фиг. 2. Диаграмма линий регрессии микроэлементов яшмового комплекса

$Al_2O_3$  (среднее — 6,2), несколько повышенным сравнительно с другими типами кремнистых пород количеством органического вещества ( $C_{орг}$  в среднем 0,73%, пределы изменения — 0—4,96%) и фосфора ( $P_2O_5$  в среднем 0,23%, пределы изменения — 0,03—1,2%); содержание Mn очень низкое (среднее — 0,04% MnO). Облик, петрографическая и химическая характеристики этих пород позволяют отнести их к фтанитам.

Наборы микроэлементов, определявшихся в кордильерских и южно-уральских фтанитах, несколько отличаются; общие V, Cr, Ni, Cu, Zr и Ga. Содержание этих элементов в обеих сравниваемых толщах сходно (табл. 1). Здесь тоже V и Cu (особенно первый) несколько обогащают породы, остальные же элементы обычно присутствуют в количествах ниже средних значений в глинах. Ga и Cr, в меньшей степени Ni и Zr показывают связь с Al; для Cu и V она отсутствует. Два последних элемента не коррелируют и с органическим веществом. В целом содержание и распределение микроэлементов в кремнистых породах обеих толщ близки.

### ЭЙФЕЛЬСКИЙ ЯШМОВЫЙ КОМПЛЕКС

**Краткая характеристика.** Яшмы широко распространены в эйфельском ярусе на восточном склоне Южного Урала. Они образуют пласты и линзы среди спилитов и гиалокластитов карамалыташской свиты и слагают выдержанную толщу (бугулыгырскую) выше последней. Бугулыгырская толща местами образована почти одними яшмами, а местами имеет более сложное строение: среди яшм появляются линзы из-

Соотношение скоростей изменения концентрации элементов по данным диаграммы линий регрессии (фиг. 1)

Элементы с большей скоростью изменения концентраций	Элементы	Элементы с близкой скоростью изменения концентраций	Элементы с меньшей скоростью изменения концентраций
Cu, Pb, Mo	Al	Ge	Cr, Ni, Zr, Ga
Cr, Ni, Cu, Pb, Ga, Ge	Fe		Co(?), Zn
Al	Cr	Ni, Cu, Pb, Zr	Fe, V, Mo, Zn, Ga, Ge
Al	Ni	Cr, Cu, Zn, Zr	Fe, Pb, Mo, Ge
	Cu	Cr, Ni	Al, Fe, Pb, Zn, Zr, Ga, Ge
Ni, Cu	Pb	Cr, Ga	Al, Fe, Zn, Ge
Fe, Cr, Cu, Pb	Zn	Ni	Zr, Ga, Ge
Cr, Ni, Ga	Mo		Al
Al, Cu, Zn, Ga	Zr	Cr, Ni	
Al, Cr, Cu, Zn	Ga	Pb	Zr, Fe
Cr, Ni, Cu, Zn	Ge	Al	

вестняков и известняковых конгломератов, слои туфов, туффитов, реже эффузивы. С яшмами связаны многочисленные небольшие месторождения марганца. Мощность яшмового комплекса от нескольких до 150—200 м.

Яшмы имеют обычный для этого типа пород облик — они красные, разных оттенков, зеленые, лиловато-серые, желтые, часто полосчатые или пятнистые, обычно микро- и криптокристаллические, в разной степени окрашенные гематитом. Прослоями в них много остатков радиолярий, реже встречаются спикюлы губок.

Яшмы, как правило, характеризуются высококремнистым составом, бескарбонатны и слабглинисты. Отдельные прослои, однако, в разной степени обогащены глинистым веществом, переходя в глинисто-кремнистую породу ( $Al_2O_3$  до 20%). Для яшм характерно преобладание окисного железа, содержание которого изменяется в широких пределах. По данным 85 анализов, элементарного железа 0,6—44%, в среднем — 4,2%, если не принимать во внимание образцы с содержанием его выше 10% (12 образцов из 85); отношение  $Fe_2O_3$  к FeO в среднем 7,5. Яшмы обогащены марганцем, распределенным в породах очень неравномерно: в проанализированных 85 образцах его 0,008—35%, в среднем 0,5% (если исключить из расчета образцы со значениями  $>3\%$ ). Высокие и повышенные концентрации марганца резко выделяются на фоне низких концентраций, чем это отмечается для железа, где можно проследить довольно постепенную гамму переходов от низких к высоким значениям. Обычно рудные концентрации марганца и железа пространственно разделены. Органическое вещество в яшмах отсутствует, а содержание фосфора очень низкое. Таким образом, яшмы по ряду показателей существенно отличаются от фтанитов.

**Микроэлементы.** В табл. 1 приведены те же показатели, что и для фтанитов, но для каждого элемента даны числа, высчитанные без учета и с учетом образцов, обогащенных Fe и Mn. Яшмы обычно обеднены микроэлементами: фактор обогащения, если исключить оруденелые образцы, меньше 1, а для большинства — менее 0,5; особенно низкие значения имеют Ga, Cr, Zr, V, Ni и Co. Для большинства элементов средние значения, высчитанные по данным всех анализов, близки соответствующим значениям, полученным без учета оруденелых пород. Лишь для Cu, Pb и Ge первые заметно превышают вторые (Cu — 41,2 и 32,2; Pb — 22,3 и 15,4; Ge — 2,7 и 1,7). Распределены микроэлементы неравномерно, для них отмечаются большие колебания в содержании, причем некоторые элементы дают резкие «подскоки» (Zr, Cu, Zn, отчасти Mo,

Корреляционная матрица для яшм (коэффициент корреляции значим при  $t \geq 1,96$ )

	Al	Fe	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Mo	Zn	Zr	Ga	Ge
Al			0,441 4,286 5,623	0,549 5,726 3,622	0,326 3,008 4,170	0,331 3,059 1,154	0,051 0,451	0,069 0,608	-0,079 0,698	0,429 4,148 6,816	0,596 6,475 18,074	0,799 11,604 1,899	0,100 0,877
Fe			0,276 2,336 3,958	0,304 2,678 2,118	0,331 2,960 3,754	0,249 2,175 0,933	0,228 1,973 6,885	0,372 3,383 3,051	-0,050 0,427	0,383 3,493 3,910	0,261 2,278 7,686	0,398 3,664 0,826	0,245 2,131 0,487
V				0,241 2,292 0,053	0,198 1,868	0,002 0,049	0,041 0,379	0,196 1,843	-0,014 0,136	0,164 1,539	0,141 1,321	0,161 1,306	0,071 0,662
Cr					0,550 6,075 1,058	0,235 2,232 0,122	0,099 0,918	0,330 3,224 0,779	-0,101 0,940	0,324 3,163 0,774	0,707 9,229 3,199	0,394 3,953 0,138	0,054 0,503
Ni						0,407 4,111 0,109	0,184 1,728	0,474 4,969 0,582	0,176 1,655	0,469 4,900 0,581	0,502 5,353 1,180	0,282 2,714 0,051	0,281 2,067 0,032
Co							-0,010 0,094	-0,048 0,444	-0,033 0,307	0,280 2,690 1,288	0,202 1,906	0,362 3,589 0,246	0,113 1,049
Cu								0,275 2,639 0,111	-0,066 0,612	0,045 0,415	0,170 1,592	-0,054 0,507	0,098 0,916
Pb									-0,050 0,466	0,422 4,303 0,427	0,336 3,291 0,643	0,098 0,914	-0,044 0,414
Mo										-0,098 0,916	-0,041 0,382	-0,086 0,797	0,108 1,002
Zn											0,423 4,307 0,802	0,478 5,019 3,242	0,222 2,103 1,832
Zr												0,413 4,190 5,319	-0,019 0,182
Ga													0,241 2,298 0,198
Ge													

См. примечание к табл. 2.

Соотношение скоростей изменения концентрации элементов в яшмах по данным диаграммы линий регрессии (фиг. 2)

Элементы с большей скоростью изменения концентраций	Элементы	Элементы с близкой скоростью изменения концентраций	Элементы с меньшей скоростью изменения концентраций
V Cr, Ni, Cu, Pb, Zr, V Zr, Al Al Pb	Al Fe Cr Ni Cu Pb Zn	Ga Ga, Ge Ni, Pb, Ga Cr, Pb, Zn, Zr Cr, Ni, Zn, Zr, Ge Cr, Ni, Co, Pb, Zr Ge	Cr, Ni, Zn, Zr Co Fe Co, Ga, Ge, Fe Fe Cu, Fe
Ga	Mo Zr Ga Ge	Ni Al, Fe, Cr Fe, Zn	Fe, Cr Ge, Zn, Zr

Со и Ge). Эти «подскоки» относятся к «пустым» породам и оруденелым, однако высокие содержания Zn и Mo отмечались только в образцах, сильно обогащенных рудным веществом.

Из 11 микроэлементов 7 — Ga, Zr, Cr, Zn, V, Ni и Co — имеют положительную связь с Al и 10 — с Fe (кроме Mo). О связи микроэлементов между собой дает представление табл. 4, построенная как табл. 3. Мы видим, что Mo ведет себя «независимо», V слабо связан лишь с Cr, Ga, Cu, Pb. Другие микроэлементы имеют большее количество связей, но значения коэффициентов корреляции обычно низкие. Хорошо выражена связь лишь Zr и Cr, Zr и Ni, Ni и Cr.

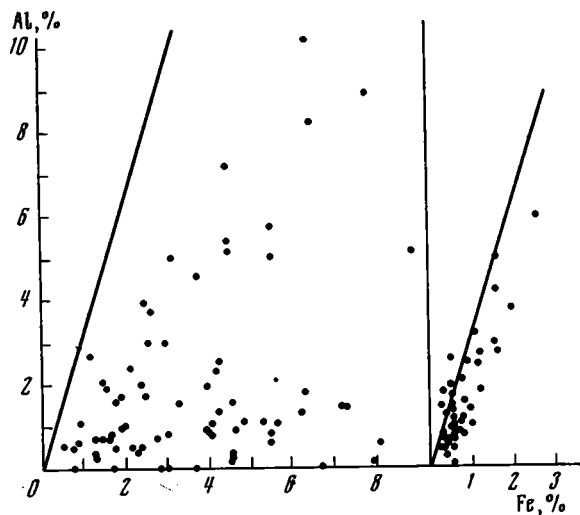
На фиг. 2 показаны линии регрессии, позволяющие, как и для фтанитов, установить соотношение изменения скоростей концентрации элементов. На основе диаграммы составлена табл. 5. Ее сравнение с табл. 3 показывает отличия во взаимоотношении некоторых элементов в яшмах и фтанитах, хотя сохраняется и сходство. Как и для фтанитов, здесь наблюдается большая скорость накопления многих микроэлементов по сравнению со скоростью накопления железа.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЯШМАХ И ФТАНИТАХ

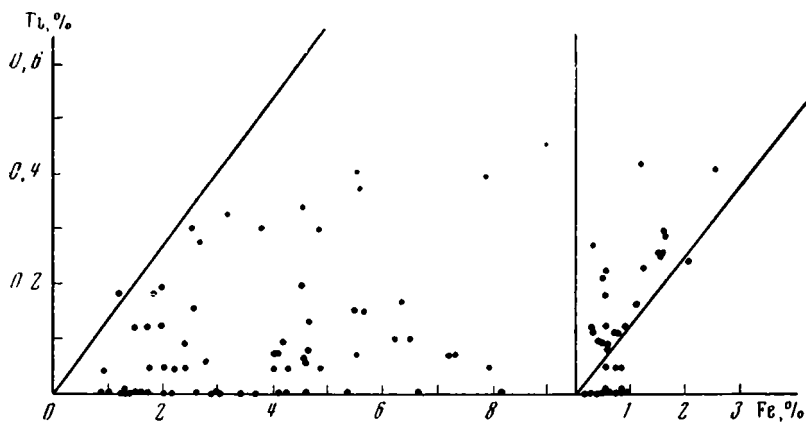
Микроэлементы могут быть связанными с разными компонентами пород: с терригенной и вулканогенной составляющими (как пирокластической, так и продуктами гидротермального выноса), с аутигенными седиментационными минералами и органическим веществом. Распределение микроэлементов в породах весьма сложно, и закономерности здесь не всегда проявляются четко. Отчасти это зависит от того, что один и тот же элемент может быть связан с разными компонентами, которые сами по себе сочетаются довольно сложно, а отчасти от перераспределения веществ в постседиментационную стадию. Каковы же особенности распределения микроэлементов во фтанитах и яшмах?

Фтанитовые и яшмовые осадки формировались в сравнительно удаленной от «большой суши» части бассейна, где часто происходили подводные излияния основных лав; в море были и вулканические острова, с которых поступала временами более кислая вулканокластика. В рассматриваемых породах ее, однако, очень мало.

Основной компонент — кремнезем — в обоих типах пород представлен одинаково и является «разбавителем»; сходна по составу и количе-



Фиг. 3. Соотношение содержаний железа и алюминия в яшмах (а) и фтанитах (б)  
 Наклонная линия показывает соотношение средних значений этих элементов в глинах



Фиг. 4. Соотношение содержаний железа и титана в яшмах (а) и фтанитах (б)  
 Наклонная линия показывает соотношение средних значений этих элементов в глинах

ству также глинистая примесь. Вместе с тем сравниваемые породы отличаются содержанием органического вещества, что резко сказалось на физико-химической обстановке диагенеза, и количеством, а также происхождением железа. В яшмах последнего больше, чем во фтанитах (среднее соответственно 4,2 и 0,8 без учета рудных накоплений в яшмах). В данных условиях железо может быть как принесенным с суши (терригенным), так и вулканогенным — связанным с поствулканическим выносом. Чтобы установить происхождение железа, были составлены графики соотношения Fe с Ti и Al (фиг. 3, 4); последние, как известно, лучше всего отражают содержание обломочного, в основном терригенного вещества.

В яшмах связь Fe с Al выражена очень слабо, а с Ti вообще отсутствует, даже если не принимать во внимание локальные рудные концентрации железа. Отсюда следует, что его распределение в бассейне

отличалось от распределения тонкой терригенной взвеси (глины). Беспорядочное, незакономерное соотношение Fe и Ti в яшмах сходно с таковым, установленным Г. Ю. Бутузовой (1969) для современных осадков кальдерного бассейна вулкана Сантарин, где это определяется гидротермальным выносом железа; за пределами кальдеры оба элемента показали хорошо выраженную прямую связь.

Очевидно, и в южноуральских яшмах основная масса железа вулканогенно-осадочная. Однако оно здесь поступало не в полужамкнутый кальдерный водоем, а поставлялось многочисленными подводными источниками и разносилось по значительной площади бассейна. Участки, где располагались такие источники, отмечаются рудными накоплениями железа; это подтверждается и формой рудных тел (распльвчатые линзы), и особенностями состава: рудные концентрации железа здесь почти не содержат титана ( $TiO_2$  — 0—0,3, редко до 0,68%). По данным Н. М. Страхова (1963), это признаки вулканогенно-осадочных железорудных накоплений.

Во фтанитах Fe довольно хорошо коррелирует с Al и хуже с Ti (фиг. 3, 4), хотя корреляция здесь много лучше, чем в яшмах. По-видимому, основная часть железа, заключенного во фтанитах, поступала с суши и распределялась по законам механической седиментации. Характерно, что во фтанитовом комплексе нет железорудных накоплений. Нечеткая связь Fe с Ti может объясняться диагенетическим перераспределением первого, хотя нельзя исключить и некоторой примеси «вулканогенного железа», однако ее относительно мало.

Итак, микроэлементы могут быть связаны в яшмах с детритной фракцией, представленной в основном глинистым веществом, и с вулканогенным железом, а во фтанитах — с глинистым веществом и органикой.

С детритной фракцией во фтанитах, кроме V и Co (?), ассоциируют все элементы; судя по коэффициентам корреляции, особенно сильна связь у Ga, Pb, Ge. За исключением Mo, элементы показывают положительную связь и с Fe, что закономерно, имея в виду его в значительной степени терригенное происхождение. В яшмах с детритной фракцией коррелирует меньшее количество элементов, и значения коэффициентов корреляции ниже; по существу лишь Ga сохраняет сильную связь. С Fe связаны все элементы, кроме Mo, причем из них Cu, Pb и Ge не показали корреляции с Al, т. е. с детритной фракцией. Почти все коэффициенты корреляции между микроэлементами и Fe значительно ниже таковых с Al, лишь у Ni он немного выше и у Zn близок. Так как в яшмах существенная часть железа вулканогенная, можно предположить, что и коррелирующие с ним Cu, Pb и Ge имеют то же происхождение. Это, на наш взгляд, находит подтверждение в том, что часто рудоносные (железистые) яшмы содержат повышенные количества именно этих трех элементов (табл. 6). В трех образцах повышено значение Zn и в одном — Ni, т. е. тех элементов, у которых значения коэффициентов корреляции с Fe и Al близки. Неожиданным оказалось резко повышенное количество Mo в одном из образцов. Вывод о вулканогенном происхождении Cu и Pb (возможно, и Zn) хорошо согласуется с данными Н. М. Страхова, считающего их характерными для вулканогенно-осадочных рудных накоплений.

С органическим веществом во фтанитах значимую корреляцию имеет только Mo. Фтаниты в этом отношении не являются исключением, так как прямая зависимость Mo и  $C_{орг}$  отмечалась для различных формаций, в которых развиты обогащенные органикой породы, иногда называемые черными сланцами (Vine, 1966, 1969; Vine et al., 1969). Особенность эта установлена и для доманиковых отложений (Завьялов, 1966). Одни исследователи связывают концентрацию Mo в осадочных образованиях с сорбцией органическим веществом, начавшейся еще в седи-



## Повышенные содержания некоторых микроэлементов в железистых яшмах и связанных с ними рудах

№ обр.	Содержание Fe, %	Содержание, 10 <sup>-4</sup> %					
		Cu (57*)	Pb (21)	Ge (2)	Zn (80)	Ni (95)	Mo (2)
1550	8,14	107	26				19,7
210	12,60	210	166	10,4			
3184	25,74	155	156	5,5			
124	17,86			6,5			
3762	35,74						
1779	7,88		24	11,7			
216	31,24	80	187		146	152	
1249	15,37		39				
3261	44,01		88	9,3	238		
3266	24,74	49		12,1	105		

\* В скобках показаны средние значения в глинах.

ментогенезе, другие — с присутствием сероводородного заражения и осаджением с коллоидными сульфидами железа. Особенно интересные данные в этом отношении получены М. Ф. Пилипчуком и И. И. Волковым (1968), показавшими на примере Черного моря, что сероводородное заражение существенно влияет на накопление Mo в осадках. Судить о механизме концентрации Mo во фтанитах трудно, но обращает на себя внимание факт, что Mo имеет значимую корреляцию с  $C_{орг}$  и не имеет ее с Fe (табл. 2).

Во многих «черных сланцах» с органическим веществом связаны и другие элементы, такие, как V и Si, но эти связи не постоянны для разных формаций, и в верхнепалеозойских породах Уачитской геосинклинали, например,  $C_{орг}$  показывает негативную корреляцию с большинством микроэлементов, а Si и V ведут себя независимо.

В южноуральских фтанитах, как мы видели, V тоже не связан с большинством элементов. Он здесь находится в несколько повышенных количествах (фактор обогащения 1,66), хотя особо высокие концентрации не отмечались. Это хорошо согласуется с подмеченной В. Н. Холодовым (1968) тенденцией уменьшения ванадиеносности углеродистокремнистых (фтанитовых) отложений с течением геологического времени. В докембрии и раннем палеозое, как известно, они содержат крупные концентрации V. Силур, по-видимому, является переходной ступенью к почти полному исчезновению ванадиеносных отложений этого типа.

Изученный материал показал, что в эвгеосинклинальных кремнистых отложениях сохранились связи, наиболее постоянные для осадочных пород: Ga—Al и Mo— $C_{орг}$ . Общее низкое содержание микроэлементов в обоих типах кремнистых пород, очевидно, определяется интенсивным накоплением кремнезема, явившегося сильным «разбавителем». Пересчет аналитических данных на бескремнистое вещество, который обычно делают, если «разбавителем» являются карбонатные минералы, естественно, невозможен. Однако, несмотря на сильное разбавление основным седиментационным компонентом, содержания большинства рассматриваемых микроэлементов во фтанитах и яшмах выше средних содержаний в карбонатных породах (исключение — Zn, Pb, отчасти Ni и Ga).

Приведенный фактический материал показывает, что по содержанию и распределению микроэлементов яшмы имеют характерные отличия от фтанитов. Вместе с тем здесь много общего. Так, рассмотрение коэф-

фициентов корреляции показывает, что из 104 возможных случаев корреляционной связи во фтанитах значимый коэффициент установлен для 52 пар элементов, а в яшмах — для 40. Из них 30 пар со значимыми коэффициентами являются общими для обеих групп пород (табл. 2, 4), что для фтанитов составляет 60% от общего числа коррелирующих пар, а для яшм — 75%.

Очевидно, такое сходство связей зависит от одинакового по количеству и минеральному составу детритового компонента (гидрослюдистое и хлоритовое глинистое вещество).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970.
- Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., «Наука», 1969.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— Геохимия, 1962, № 7.
- Завьялов В. А. Геохимия и микроэлементы доманиковых отложений южного Приманья. М., «Наука», 1966.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Хворова И. В. Кремнакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1, М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. Ванадий. М., «Наука», 1968.
- Keitner K. B. Ordovician bedded chert, argillite and shale of Cordillerian eugeosyncline in Nevada and Idaho.— Geol. Surv. Res. Ch. B., Geol. Surv. Profess. Paper, 1969, 650—B.
- Vine J. D. Element distribution in some shelf and eugeosynclinal Black Shales.— Geol. Surv. Bull., 1966, 1214—E.
- Vine J. D. Element distribution in some Paleozoic shales and associated rocks.— Geol. Surv. Bull., 1969, 1214—G.
- Vine J. D., Tourtelot E. B., Keith J. R. Element distribution in some trough and platform types of Black Shales and associated rocks.— Geol. Surv. Bull., 1969, 1214—H.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
13.XII.1971

УДК 549.23 + 549.903.511

## **ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ В УРАНОВЫХ РОЛЛАХ И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

**В. М. БЕЛЫЙ, В. И. ВИНОГРАДОВ, А. К. ЛИСИЦИН**

В пределах отдельных рудных тел изучен изотопный состав серы сульфидов, ассоциирующих с урановыми рудами, и сульфатов пластовых вод рудоносных горизонтов. Полученные изотопные данные показывают, что сульфиды в урановых роллах образуются за счет сероводорода, возникающего преимущественно на месте при биогенном восстановлении сульфатов пластовых вод. Распределение изотопов серы в пределах отдельных роллов находит объяснение в тех конкретных условиях, при которых формируются отдельные рудные тела.

Среди урановых аккумуляций, локализованных в неметаморфизованных осадочных породах, выделяется группа месторождений, рудные тела которых приурочены к замыканиям зон пластового окисления и образуют характерные формы, получившие название «роллов» (Батулин и др., 1965). Пространственная и генетическая связи оруденения с зонами пластового окисления для большинства геологов служат достаточным основанием для отнесения таких месторождений к экзогенным эпигенетическим. Вместе с тем некоторые исследователи видят эту связь лишь как наложение окисления на осадочно-диагенетические руды. Другие после установления элементов многостадийности эпигенетических изменений рудовмещающих пород, рудных концентраций в породах, не содержащих повышенных количеств органических веществ, и отрыва части рудных тел от непосредственного контакта с лимонитизированными породами ставят вопрос об эндогенном гидротермальном рудообразовании.

Урановые руды рассматриваемых месторождений тесно ассоциируют с сульфидами, главным образом с дисульфидами железа. По минералогическим наблюдениям по крайней мере часть дисульфидов железа и других сульфидов образована совместно с окислами урана. Вместе с тем дисульфиды железа распространены в сероцветных породах шире, чем окислы урана. Сульфиды других металлов (молибден, изредка свинец, медь) также обнаруживаются в урановых рудах и за их пределами (Каширцева, 1970).

Некоторые особенности генезиса сульфидов находят свое отражение в изотопном составе серы. Поэтому мы попытались использовать результаты изотопных анализов для выяснения условий образования рассматриваемого типа месторождений.

К настоящему времени накоплен обширный материал, который позволяет составить общее представление о поведении изотопов серы в различных геохимических обстановках. В условиях относительно низких температур единственным процессом, ответственным за фракционирование изотопов серы, оказывается восстановление сульфатов. При сульфатредукции скорость восстановления легких изотопов серы ( $S^{32}O_4^{2-}$ ) несколько выше, чем тяжелых ( $S^{34}O_4^{2-}$ ). Соответственно в

образующемся сероводороде происходит относительная концентрация легкого изотопа  $S^{32}$ , а в сульфатном остатке, наоборот, накапливается тяжелый изотоп  $S^{34}$ .

Степень изотопного разделения определяется большим числом факторов и прежде всего скоростью сульфатредукции. При высокой скорости восстановления разделение изотопов может вообще не происходить. В оптимальных для изотопного разделения условиях разница в изотопном составе сульфидной и исходной сульфатной серы достигает 20—40%. Очень важное значение для фракционирования изотопов имеет степень восстановления исходного сульфата. Естественно, если восстановлению подвергается весь наличный сульфат, то изотопный состав серы образовавшегося сероводорода будет таким же, как и в исходном сульфате. Наоборот, если восстановлению подвергается незначительная часть исходного сульфата, то эффект разделения будет максимальным для данных условий восстановления. Между этими крайними случаями возможны все промежуточные. Поэтому при восстановлении замкнутого объема сульфата первые порции сероводорода будут наиболее легкими, последующие — все более тяжелыми. Сера сульфата также будет постепенно утяжеляться по мере его израсходования.

Соответственно принято говорить о двух режимах восстановления. Если восстановлению подвергается небольшая часть исходного сульфата, говорят о неограниченном запасе сульфата. При израсходовании большей части сульфата в растворе говорят о его ограниченном запасе. Здесь нужно учитывать, что режим восстановления при ограниченном запасе сульфата определяется не только абсолютным содержанием его в растворе, но и скоростью восстановления. При большой скорости редукции к активным центрам восстановления может не успевать поступать свежая порция раствора с сульфатом и, несмотря на то что общая концентрация  $SO_4^{2-}$  в растворе остается высокой, восстановление идет в режиме ограниченного запаса сульфата.

В реальной природной обстановке на режим восстановления часто наряду с общими причинами влияют узколокальные особенности участков или центров восстановления. В результате возникающие сульфиды характеризуются резко разнородным составом серы. Такая разнородность при общем обогащении легким изотопом  $S^{32}$  отмечается для сульфидной серы современных морских и озерных илов. Как правило, сера сульфидов в современных илах имеет значение  $\delta S^{34}$  от  $-10$  до  $-30\%$ . Максимальный разброс значений  $\delta S^{34}$  для них лежит в пределах от  $+20,0$  до  $-42,0\%$  (Виноградов и др., 1962; Kaplan et al., 1963; Hartman, Nielsen, 1969).

Среди эпигенетических сульфидов по изотопному составу серы выделяются две крайние группы. Одна из них образуется при участии пластовых вод главным образом нефтегазоносных горизонтов. Равномерная насыщенность глубиннозалегающих пластовых вод органическим веществом приводит к тому, что на значительных пространствах сохраняется одинаковый режим восстановления сульфатов и возникает сероводород с однородным изотопным составом серы.

Существуют еще более благоприятные условия для генерации сероводорода с одним и тем же для данного района изотопным составом серы, когда в качестве восстановителя выступают газообразные углеводороды или водород, а предельное усреднение изотопного состава серы сероводорода происходит в газовых ловушках. Абсолютные значения изотопных отношений в каждом конкретном случае могут быть самыми различными. Как правило, изотопный состав серы сероводорода нефтегазоносных горизонтов колеблется в пределах от 0 до  $+15\%$  для разных районов, оставаясь постоянным (в пределах нескольких промилей) для отдельных зон или даже целых регионов. Так, сероводородные газы Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области содержат серу с изотоп-

ным составом около  $+14,0 \pm 1,0\%$ . В то же время в нефтегазоносных горизонтах Среднего Поволжья сульфидная сера в большинстве случаев имеет изотопный состав близкий к нулевому либо обогащена на несколько промилей легким изотопом  $S^{32}$  (Еременко, Панкина, 1962; Панкина, Мехтиева, 1964). Обогащение сероводорода легким изотопом  $S^{32}$  (до  $-4,1\%$ ) установлено также в нефтегазоносных отложениях палеогена Таджикской депрессии (Панкина и др., 1968).

Другая группа эпигенетических сульфидов образуется в случае локального распределения центров восстановления. Наиболее характерным примером условий их образования являются проницаемые участки пород с захороненными растительными остатками или с неравномерно распределенным в них битумным веществом. Вблизи остатков органического вещества создается восстановительная обстановка, в то время как в свободном от органических остатков пространстве могут циркулировать кислородные воды. В результате формируются зоны с прехотливым чередованием участков восстановления и окисления. Часть ранее отложенных сульфидов может окисляться, а образующаяся сульфатная сера снова восстанавливается до сульфидной. Это приведет к умножению единичного эффекта изотопного фракционирования. В результате возникнут сульфиды, еще в большей степени обогащенные легким изотопом серы, чем сульфиды осадочно-диагенетические.

Другой характерный признак эпигенетических сульфидов второй группы — чрезвычайная неравномерность изотопного состава их серы, которая может превышать неравномерность, свойственную осадочно-диагенетическим сульфидам. При относительно равномерном развитии зон пластового окисления в сероцветных породах условия повторной редукции окисленного сульфата могут оказаться одинаковыми вдоль всего фронта окисления. Это приведет к образованию новой генерации сульфидной серы с очень легким, но однородным изотопным составом. По-видимому, именно такой состав сульфидной серы следует ожидать в типичных случаях формирования рудных роллов.

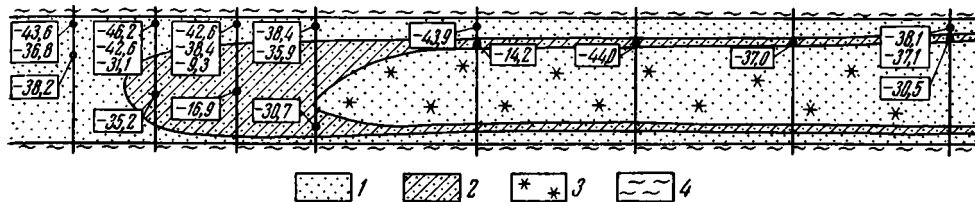
В реальной обстановке выделенные группы сульфидов встречаются довольно часто. Не менее обычны и промежуточные случаи, когда различать между собой на основании изотопного состава серы сульфиды осадочно-диагенетические и эпигенетические становится затруднительно.

Если полагать, что эпигенетические урановые месторождения образовались в результате экзогенных процессов, например, по модели, описанной в одной из работ (Батулин и др., 1965), то это найдет свое отражение в изотопном составе сульфидной серы. В целом урановые месторождения в песчаниках будут характеризоваться широким разбросом изотопных отношений сульфидной серы при преобладании серы, облегченной по сравнению с серой метеоритного троилита. В случаях типичных роллов сульфидная сера в рудных телах может характеризоваться однородным и очень легким изотопным составом.

Если полагать, что сульфидная сера привносится в рудные горизонты в виде сероводорода из более глубоких частей разреза, мы вправе ожидать, что сера в пиритах из рудных тел окажется в той или иной степени утяжеленной по своему изотопному составу или близкой к составу метеоритной серы. Важной отличительной чертой ее будет также равномерность изотопного состава в пределах рудных залежей или целых районов.

Наконец, при поступлении сероводорода из глубинных источников, не связанных с чехлом осадочных пород, изотопный состав сульфидов должен быть близок к нулевому при очень небольшом разбросе (несколько промилей) изотопных отношений.

Таким образом, существуют вполне определенные предпосылки различать на основании изотопного состава серы генетический тип сульфидной минерализации. Однозначный ответ возможен, однако, далеко



Фиг. 1. Изотопный состав сульфидной серы в образцах, отобранных по профилю, секущему рудную залежь

1 — сероцветный песчаник; 2 — рудное тело; 3 — окисленный песчаник; 4 — глины.  
Числа в прямоугольниках — значения  $\delta S^{34}\text{‰}$

не всегда, так как существует область перекрывающихся значений изотопного состава серы для месторождений совершенно различного генезиса. Дело осложняется и тем, что в пределах рудных тел или месторождений могут существовать сульфиды иного генезиса, чем сама руда. Вот почему при подходе к интерпретации изотопных данных для определенного типа рудных месторождений следует ориентироваться в первую очередь на наиболее представительные, по возможности, наиболее простые (модельные) случаи, постепенно переходя к более сложным объектам.

Именно из этих соображений основное внимание на первом этапе данного исследования было уделено изотопному составу серы в ролле наиболее правильной формы (фиг. 1). Рудный ролл приурочен к выклиниванию зоны пластового окисления, развитой в пределах верхнего песчаного прослоя глинистых в целом отложений верхнего эоцена — нижнего олигоцена. В верхнем крыле и, особенно, в крыле песчаного прослоя непосредственно над верхним крылом залежи широко развиты крупные стяжения пирита в ассоциации с сажистыми тонкодисперсными выделениями мельниковита.

В образцах подобного вида отмечаются повышенные содержания молибдена (до 1—2%), часть которого, по рентгеноструктурным данным, находится в сульфидной форме (иордизит). Желваковый пирит обнаруживается и непосредственно в зарудных сероцветках, однако количество его там заметно уменьшается. Другая, обычная на месторождении морфологическая разновидность пирита представлена мелкими (0,05—0,01 мм и менее) глобулярными выделениями.

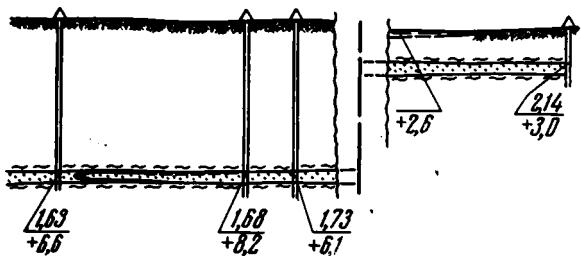
Изотопный состав пиритной серы был изучен по профилям, пересекающим рудное тело в трех участках. На фиг. 1 показан один из наиболее детально опробованных профилей. На профиль вынесены, кроме того, значения  $\delta S^{34}$  для образцов, отобранных на соседних участках в сходной геологической позиции. Из рассмотрения полученных данных следует, что закономерного изменения изотопного состава в зависимости от положения точек опробования не наблюдается.

Вместе с тем важно отметить, что сера основной массы пиритов резко (от —30 до —46‰) обогащена легким изотопом. Особняком стоят лишь три образца глобулярного пирита, который, по-видимому, следует считать самостоятельной генерацией. Значения  $\delta S^{34}$  для них оказались равными —9,3 — 14,2 и —16,9‰.

Представление об изотопном составе серы сульфатов в подземных водах рудоносного горизонта дает анализ воды трех скважин (фиг. 2), расположенных по профилю, секущему рудоносную полосу ( $\delta S^{34} = +7 \pm 1,0\text{‰}$ ). Поверхностные и грунтовые воды в области питания рудоносного горизонта имеют значения  $\delta S^{34}$  от +1,9 до +2,6‰. Некоторое утяжеление сульфатной серы в пределах рудного тела легко объяснить частичной редукцией сульфата в пластовых условиях и соответственно утяжелением сульфатного остатка.

Если считать, что сера исходного сульфата характеризуется значениями около  $+7\text{‰}$ , то разница в составе серы исходного сульфата и сульфиды превышает в некоторых случаях  $50\text{‰}$ . Чтобы объяснить столь резкое облегчение сульфидной серы, приходится прибегать к описанному выше умножению изотопного эффекта при последовательных процессах окисления — восстановления серы.

Действительно, вблизи фронта движущихся окислительных растворов происходит частичное окисление ранее образовавшегося пирита. При этом возникает сульфат, в той же степени обогащенный легким изотопом серы, как и исходный сульфид. Последующее восстановление части вновь образованного



Фиг. 2. Изотопный состав сульфатной серы пластовых вод. В числителе общая минерализация, г/л; в знаменателе —  $\delta S^{34}\text{‰}$

«вторичного» сульфата приведет к образованию сероводорода с еще более легким изотопным составом серы. В действительности процесс умножения изотопного эффекта осложняется тем, что происходит смешение «вторичного» сульфата с сульфатом пластовых вод.

Поскольку концентрация  $SO_4^{2-}$  в пластовых водах района довольно выскока (около  $2\text{ г/л}$ ), то эффект его разбавления «легким» сульфатом окисления сказывается в незначительной степени. Соответственно существенное облегчение сульфидной серы будет обнаружено лишь при многократном повторяющемся процессе окисления — восстановления.

Можно полагать, что чем дальше происходит перемещение рудного тела вместе с продвижением фронта пластового окисления, тем в большей степени будут обогащены сульфиды легким изотопом  $S^{32}$ . В настоящее время зона пластового окисления в рассматриваемом случае распространяется по падению рудоносных песчаников на расстояние около  $15\text{ км}$ .

Таким образом, все отмеченные особенности изотопного состава серы на месторождении легко объясняются с позицией его экзогенно-эпигенетического образования. Применительно к данному примеру этот вывод находится в полном соответствии с особенностями геологического строения месторождения.

На фиг. 3 приведены сводные данные по вариациям изотопного состава серы пяти месторождений. При сравнении с вышеописанными данными «эталонного» рудного тела (фиг. 3, IV) этот сравнительный материал позволяет сделать следующие заключения.

В месторождении, где эпигенетическая природа дисульфидов железа однозначно устанавливается по их наложению на ранее лимонитизированные породы (фиг. 3, V), изотопный состав сульфидной серы во всех 18 образцах оказался очень близким. Крайние значения  $\delta S^{34}$  колеблются от  $-36,2$  до  $-46,2\text{‰}$ . Сульфидная сера в пластовых водах этого месторождения охарактеризована тремя пробами. Значения  $\delta S^{34}$  ( $+2,3$ ;  $+3,9$ ;  $+2,8\text{‰}$ ) оказались практически одинаковыми как в кислородных водах из лимонитизированных пород, так и в воде из зарудных сероцветов, содержащей следы сероводорода. Судя по изотопному составу сульфатной серы, пластовые воды здесь являются типичными инфильтрационными, что согласуется с их невысокой общей минерализацией ( $0,7$  —  $1,3\text{ г/л}$ ) и хлоридно-сульфатным, кальциево-натриевым составом.

Сходные особенности в распределении изотопов серы имеют место на месторождении, где кроме уранового установлено и молибденовое

оруденение (фиг. 3, III). Из керна трех скважин было отобрано восемь образцов сульфидов непосредственно над и под крыльями рудного ролла. Сульфидная сера здесь также характеризуется облегчением. Среднее значение  $\delta S^{34}$  по шести образцам равно  $-23,0 \pm 6,0\%$ . Два образца пирита с иордизитом, отобранные над верхним крылом рудного ролла, имеют значительно более легкий изотопный состав серы ( $-40,6$ ;  $-37,3\%$ ), что согласуется с экзогенно-эпигенетическим способом образования сульфида молибдена.

В месторождении, где урановое оруденение имеется в нескольких стратиграфических горизонтах, различных по литолого-фациальным особенностям, установлен разный изотопный состав серы в каждом из горизонтов (фиг. 3, I). Пирит здесь находится в виде тонкой рассеянной вкрапленности в тесной ассоциации с урановой минерализацией. Общее его количество в отдельных рудных телах коррелируется с содержанием урана, что свидетельствует об эпигенетическом происхождении рассеянного пирита. В то же время в рудах встречаются стяжения пирита, замещающие древесные остатки. О времени образования этих стяжений трудно сказать что-либо определенное.

В нижнем рудоносном горизонте изотопный состав серы дисульфидов железа относительно тяжелый (среднее значение  $\delta S^{34} = +4,0 \pm 10\%$ ). Сульфидная сера с подобным изотопным составом может возникнуть как в ходе экзогенного эпигенетического образования, так и за счет «глубинного» сероводорода. Однако общий разброс изотопных отношений сульфидной серы даже в пределах одного рудного тела нижнего рудоносного горизонта достаточно велик (около  $20\%$ ). Такой разброс, как указывалось выше, не характерен для сероводорода нефтяных газов и тем более для сероводорода магматического происхождения. Поэтому и в этом случае наиболее приемлемым остается вариант экзогенно-эпигенетического образования сульфидной серы. Этот вывод становится еще более очевидным, если рассматривать все данные по месторождению. Так, две пробы пирита из двух других рудоносных горизонтов имели изотопный состав  $-24,0$  и  $-31,0\%$ . Пирит с изотопным составом  $-24,0\%$  облекает в виде корки баритовое стяжение.

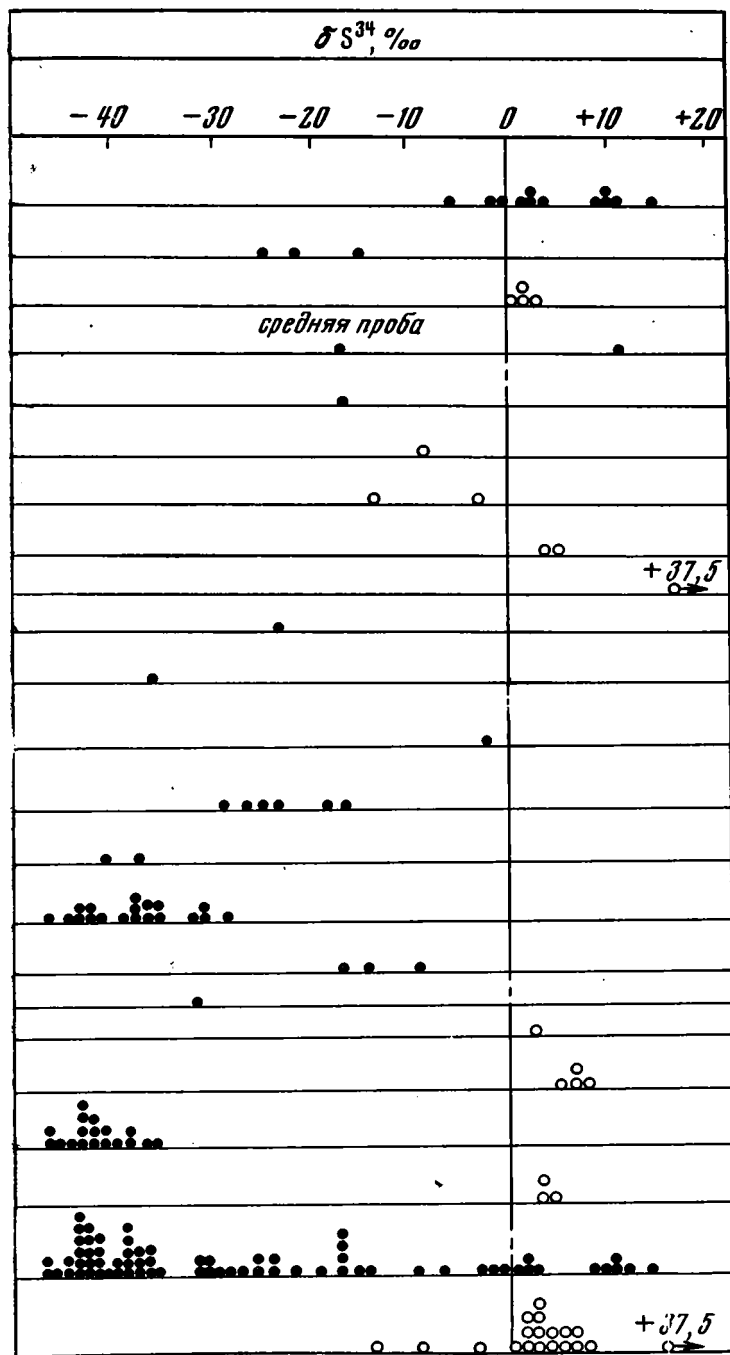
Изотопный состав серы барита отличается исключительно резким обогащением тяжелым изотопом ( $+37,5\%$ ). Подобный изотопный состав сульфатной серы мог возникнуть только в результате далеко зашедшего процесса сульфатредукции, когда большая часть исходного количества сульфата была восстановлена до сероводорода. В результате оставшийся сульфатный остаток обогатился тяжелым изотопом серы. Таким образом, изотопный состав серы барита непосредственно указывает на участие сульфатной серы в экзогенных процессах восстановления. Общее утяжеление изотопного состава сульфидной серы нижнего рудоносного горизонта на месторождении легко объяснить полной восстановлением сульфатов. В подводно-дельтовых отложениях нижнего рудоносного горизонта чрезвычайно сложное и прихотливое чередование песчаных и глинистых прослоев и линзочек, вероятно, затрудняло поступление свежих порций сульфатов к центрам восстановления, что приводило в итоге к весьма полному их восстановлению. Возникающие в таких условиях сульфиды, как уже говорилось выше, должны иметь изотопный состав серы, подобный таковому исходного сульфата.

Причиной различия величин  $\delta S^{34}$  в разных рудоносных горизонтах месторождения может быть различная протяженность зон пластовой лимонитизации. Для месторождения характерно возрастание протяженности зон пластового окисления в ряду нижний→средний→верхний рудоносные горизонты. Как следует из данных, приведенных на фиг. 3, I, в этой же последовательности наблюдается и обогащенность пиритов легким изотопом  $S^{32}$ . Причиной этого может быть возрастание числа



Месторождение	Образец
I	Пирит глобулярный, рассеянный в руде нижнего горизонта
	Выделения пирита по органическим остаткам в руде нижнего горизонта
	Сульфат из выцветов солей на поверхности руды в стенке карьера
	Пиритовые конкреции в глинах перекрывающего горизонта
	Сфалерит из пиритовой конкреции в глинах перекрывающего горизонта
	Сульфат из выцветов солей на обнажении глин перекрывающего горизонта
	Прожилки гипса в глинах перекрывающего горизонта
	Сульфат из воды в дренажной траншее карьера
	Баритовое стяжение внутри органического остатка, замещенного пиритом
II	Пирит глобулярный из рудоносного песка
	Пирит мелкокристаллический из рудоносного песка
III	Пирит непосредственно над и под крыльями рудной залежи
	Пирит с нордизитом над верхним крылом рудной залежи
IV	Конкрецневидные стяжения пирита с мельниковитом
	Пирит в виде мелких глобулярных выделений
	Гидротроилитовый ил озера
	Сульфат из рапы озера
V	Сульфат из пластовой воды рудоносного горизонта
	Пирит и марказит из рудного тела
	Сульфат из пластовой воды рудоносного горизонта
	Сульфидная сера всех месторождений
	Сульфатная сера всего региона

одноактных циклов восстановления сульфатов и последующее окисление сульфидов, приводящее к прогрессирующему накоплению легкого изотопа  $S^{32}$  в пиритах. Данные по другим месторождениям, за единственным исключением (фиг. 3, II), подтверждают ту же зависимость степени облегчения сульфидной серы от протяженности зон пластового окисления. При этом на замыкании зон пластового окисления протяженностью в сотни метров изотопный состав серы сульфидов лежит в пределах от +15,0 до -5,0‰; при длине в первые километры — от -15,0 до -30,0‰; при длине более 10 км — от -30,0 до -45,0‰.

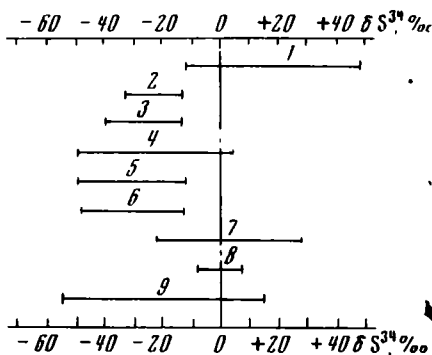


Фиг. 3. Вариации изотопного состава серы изученных месторождений

В литературе имеются сведения об изотопном составе серы эпигенетических месторождений урана в континентальных формациях из западных штатов США (Jensen, 1958; 1963; Cheney, Jensen, 1966). Несмотря на обобщенный характер представленных материалов, общие закономерности в распределении изотопов серы выявляются достаточно четко (фиг. 4). Преобладающая часть сульфидов там резко обогащена

легким изотопом серы при очень большом разбросе изотопных отношений в пределах отдельных месторождений. В целом по месторождениям плато Колорадо разброс значений  $\delta S^{34}$  доходит до 110‰ (от +50 до -60‰). Целесообразно рассмотреть здесь еще раз некоторые особенности изотопного состава серы, определяемые различиями геологического строения месторождений.

Интересный пример представляет собой месторождение Вудроу (штат Нью-Мексико), где преобладающая масса сульфидов обогащена тяжелым изотопом серы вплоть до значений  $\delta S^{34} = +50\%$ . Это месторождение находится в южном минеральном поясе бассейна Сан-Хуан



Фиг. 4. Изотопный состав серы эпигенетических сульфидов в месторождениях ураноносных песчаников США (Jensen, 1958, 1962; Cheney, Jensen, 1966)

Район Лагуны, штат Нью-Мехико: 1 — Вудроу, 2 — Джекпайл; район Биг-Индиан-Уош, штат Юта: 3 — Биг-Бак, 4 — Айк-Никсон, 5 — Мивада, 6 — Норт-Элайс-Шафт; район Райфл, штат Колорадо: 7 — Райфл, 8 — Гэрфилд; штат Вайоминг: 9 — район Гэс-Хиллс

или несколько позднее (Jensen, 1962). Судя по изотопному составу серы, восстановление сульфатов приближалось к условиям их ограниченного запаса, т. е. весь сульфат, поступающий с подземными водами к участкам рудообразования, восстанавливался. Источником сульфатов в растворе были горизонты эвапоритов. Сульфатная сера гипсов и ангидритов, как известно, характеризуется обычно величиной  $\delta S^{34}$  около +20‰. Исходный утяжеленный состав сульфатной серы послужил одной из предпосылок возникновения тяжелых сульфидов.

Структура месторождения благоприятствовала смешению разных типов вод из различных горизонтов, в частности сульфатных вод и вод, содержащих органическое вещество. Чрезвычайно большой разброс изотопных отношений серы в сульфидах месторождения Вудроу объясняется тем, что при сильной раздробленности пород месторождения смешение вод и процессы сульфатредукции определялись локальными условиями проницаемости. Поэтому в пределах каждого участка режим восстановления мог различаться, и соответственно формировался сероводород с различным изотопным составом серы.

Наиболее подробные сведения имеются по месторождениям района Гэс-Хиллс, штат Вайоминг (Cheney, Jensen, 1966). Район расположен в краевой части крупного нефтегазоносного бассейна Уинд-Ривер, где известно около 200 рудопроявлений и несколько месторождений урана (Антипычева, Панов, 1969). Основная структура района — раскрытая эрозией антиклиналь Гэс-Хиллс, сложенная палеозойскими породами. С резким угловым несогласием эти породы перекрыты песчаниками ниж-

из крупнейших урановых месторождений плато Колорадо — Джекпайл. Месторождение Вудроу приурочено к почти вертикальной песчанниковой трубке диаметром около 10 м, ограниченной разветвленным кольцевым сбросом. Трубка прослежена на глубину около 70 м. Предполагается (Hilpert, Moench, 1960; Jensen, 1962), что она образована в результате проседания пород при растворении пласта гипсов и ангидритов, подстилавших осевшие породы.

Трубка Вудроу и особенно кольцевой разлом служили ловушкой для ураноносных растворов, циркулировавших во вмещающих ее песчаниках. Сульфаты растворялись и переносились пластовыми водами. При их восстановлении образовывались сульфиды. Уран поступал в трубкообразное тело одновременно с процессом восстановления сульфатов

неоценовой формации Уинд-Ривер, к которым и приурочены месторождения урана.

Исходя из геологических особенностей района Гэс-Хиллс, исследователи приходят к следующим представлениям о генезисе этих месторождений. Уран, выщелачиваемый подземными водами либо из аркозовых песчаников, слагающих верхнюю часть формации Уинд-Ривер, либо из вышележащей мощной толщи туфогенных отложений миоценового и олигоценного возраста, переносился этими водами в район Гэс-Хиллс по водоносному горизонту песчаников Уинд-Ривер, подстилаемых водоупорными породами нижней части этой формации. Осаждение урана из подземных вод происходило в условиях восстановительной обстановки, которая существует в отложениях формации Уинд-Ривер на локальных площадях, над нефтегазоносной структурой Гэс-Хиллс, из которой в отложения этой формации поступают нефть и газ. Предполагается, что решающее значение для накопления урана имеет сероводород, образующийся при бактериальном восстановлении сульфатов в участках, обогащенных реакционноспособным органическим веществом.

Изложенные выводы о генезисе ураноносных песчаников района Гэс-Хиллс полностью подтверждаются также данными, полученными при изучении изотопного состава серы. Изотопный состав серы эпигенетического пирита характеризуется здесь чрезвычайно широким разбросом значений  $\delta S^{34}$  (более 65‰). В целом сульфидная сера значительно обогащена  $S^{32}$ . Среднее значение  $\delta S^{34}$  для 111 образцов эпигенетического пирита равно  $-23,7\%$ . Характерно, что некоторые определенные группы эпигенетического пирита выделяются по изотопному составу серы. Так, наиболее легкая сера обнаружена в пиритах, ассоциирующих с древесными остатками и битумами, а также в пиритах с иордзитом. Такая же картина отмечалась выше и нами. Самая тяжелая сера обнаружена в пиритах, обогащенных селеном. Эти особенности вряд ли являются случайными, и причины их было бы интересно установить в дальнейшем.

Изотопный состав сульфатной серы подземных вод красноцветной формации района Гэс-Хиллс и серы сульфидов из черных илов со дна источников (по Chenpey, Jensen, 1966)

Источники, $\delta S^{34}$ ‰		Скважины, $\delta S^{34}$ ‰	Рудничные воды, $\delta S^{34}$ ‰	Источники, $\delta S^{34}$ ‰		Скважины, $\delta S^{34}$ ‰
$SO_4^{2-}$	$S^{2-}$	$SO_4^{2-}$	$SO_4^{2-}$	$SO_4^{2-}$	$S^{2-}$	$SO_4^{2-}$
+2,3		+1,7	-8,5	-7,7	-19,1	+4,8
-1,9		+7,0	-8,4	+11,3	-1,5	-4,3
+3,1		+9,2	-12,3	+8,4	-28,0	+2,1
+6,6	-24,5 (газ)	+6,8	-15,1	+0,9	-25,1	+1,0
	-25,8 (вода)	+4,9	-2,6	+2,2	-35,1	-1,1
	-28,1 (ил)	+8,3			-6,2	+6,1
+9,1	-31,3	+3,0			-24,9	-14,5
+9,1	-41,5	+3,8			-33,6	-0,8
+8,9	-7,9	-0,2			-14,2	-7,5

Очень показательны данные по изотопному составу серы в сульфатах и сероводороде пластовых вод рудоносного горизонта Уинд-Ривер (см. таблицу). Большая часть образцов сульфатов в водах источников имеет изотопный состав серы, слегка утяжеленный относительно состава серы метеоритного троилита. На выходах источников образуется черный ил, насыщенный сульфидами железа, что указывает на идущие процессы сульфатредукции. Именно с этим обстоятельством связывают

исследователи (Chenney, Jensen, 1966) разброс значений  $\delta S^{34}$  в разных источниках. При различной интенсивности восстановления по-разному проявляется и эффект утяжеления остающегося сульфата. Сероводород, выделенный при кислотной обработке черного ила, содержал серу, резко обогащенную легким изотопом. Это обогащение определяется изотопным эффектом при восстановлении сульфатов. Разброс значений зависит от локальных особенностей восстановления в каждом источнике.

Сульфат рудничных вод значительно обогащен легким изотопом серы (среднее значение  $\delta S^{34} = -9,4\%$ ). Подобный состав объясняется смешением относительно тяжелого сульфата пластовых вод с сульфатом, возникающим при гипергенном окислении сульфидов, резко обогащенных легким изотопом серы.

В сульфатах подземных вод, вскрываемых скважинами, наиболее тяжелая сера соответствует сульфатной сере пластовой воды, а более легкая свидетельствует о примеси серы окисления. Эта обстановка пестроты изотопного состава сульфатной серы подземных вод красноцветной формации, отражающая пестроту окислительно-восстановительных условий, и является основной причиной чрезвычайного разнообразия изотопного состава серы эпигенетических сульфидов.

Исследователи (Chenney, Jensen, 1966) приводят также данные по изотопному составу серы сероводорода нефтяных вод из пермских и каменноугольных отложений в районах, прилежащих к Центральному Вайомингу. Для четырех различных проб он оказался равным  $+8,1$ ;  $+8,9$ ;  $+12,0$  и  $+14,7\%$ .

Таким образом, изложенные выше данные в целом сходны с результатами определения изотопного состава серы на ряде урановых месторождений плато Колорадо, что говорит об общности условий образования сульфидов месторождений этого типа. Особенностью изотопного состава серы урановых месторождений в песчаниках оказывается чрезвычайно большой разброс изотопных отношений при преимущественном обогащении серы легким изотопом вплоть до значений  $\delta S^{34} = -50\%$ .

Вместе с тем показано, что эти общие черты проявляются лишь при совокупном рассмотрении всех данных. Детальное опробование всех отдельных рудных тел позволяет выявить свои закономерности распределения изотопов серы в пределах месторождений, зависящие от частных особенностей их формирования. При этом наиболее важным с позиций изотопной геологии представляется случай формирования урановых роллов с чрезвычайно легким и сравнительно однородным изотопным составом сульфидной серы. Эти особенности отражают процесс рудообразования, протекающий в наиболее «чистом» виде по классической схеме формирования руд на выклинивании зон пластового окисления. Сероводород, участвующий в процессах рудоотложения, возникал преимущественно на месте при биогенном восстановлении сульфатов пластовых вод за счет окисления органического вещества, содержащегося в породах.

Отклонения от этой идеальной схемы формирования легчайших из известных на Земле сульфидов связаны с локальными особенностями условий рудообразования, в частности с литолого-фациальным составом рудоносного горизонта, источником сульфатов пластовых вод, характером восстановителей, протяженностью зоны пластового окисления и многими другими.

Имеющиеся изотопные данные не соответствуют представлению о глубинном источнике сульфидной серы в рудах, хотя в принципе не исключено, что со временем будут обнаружены месторождения рассматриваемого типа с сульфидной серой глубинного происхождения. Распределение изотопов серы в пределах различных рудных залежей находит объяснение в тех конкретных условиях, при которых формируются отдельные рудные тела.

## ЛИТЕРАТУРА

- Антипычева Е. М., Панов И. А. Условия образования и закономерности размещения урановых месторождений, связанных с нефтегазоносными структурами (обзор). М., «Недра», 1969.
- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Кондратьева И. А., Комарова Г. В., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников Н. А., Шмаринович Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав серы в отложениях Черного моря.—Геохимия, 1962, № 10.
- Еременко Н. А., Панкина Р. Г. Изотопы серы в нефтях и газах месторождений Волго-Уральской области и других районов Советского Союза.—Геол. нефти и газа, 1962, № 9.
- Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М., «Недра», 1970.
- Панкина Р. Г., Мехтиева В. М. Изотопный состав  $H_2S$  попутных газов бобринковского горизонта Волго-Уральской области.—Геохимия, 1964, № 9.
- Панкина Р. Г., Мехтиева В. М., Чурмантеева М. Н. К вопросу о происхождении палеогеновых нефтей Таджикской депрессии по данным изотопных исследований.—В сб.: Генезис нефти и газа, М., «Наука», 1968.
- Chenney E. S., Jensen M. L. Stable isotopic geology of the Gas Hills, Wyoming, Uranium District.—Econ. Geol., 1966, v. 61, p. 44—73.
- Hartman M., Nielsen H.  $\delta S^{34}$ -Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee.—Geol. Rundschau, 1969, b. 58. No. 3, s. 621—655.
- Hilpert L. S., Moench R. H. Uranium deposits of the San-Ynan Basin. New Mexico.—Econ. Geol., 1960, v. 55, No. 3.
- Jensen M. L. Sulfur isotopes and the origin sandstone—type uranium deposits.—Econ. Geol., 1958, v. 53, No. 5, p. 598—616.
- Jensen M. L. Biogenic sulfur and sulfide deposits, in biogeochemistry of sulfur isotopes. Proc. of a Nat. Sci. Found. Symposium, Yale University, New Haven, 1962, p. 1—15.
- Kaplan I. R., Emery K. C., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of Sulfur in recent marine sediments off southern California.—Geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27, No. 4.

ГИН АН СССР,  
ИГЕМ АН СССР  
Москва

Дата поступления  
8.IV.1971

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАЖДЕНИЯ УРАНА,  
СЕЛЕНА И МОЛИБДЕНА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ  
МЕТАЛЛОНОСНЫХ КИСЛОРОДНЫХ ВОД  
С ВСТРЕЧНЫМ ПОТОКОМ ГАЗООБРАЗНЫХ ВОССТАНОВИТЕЛЕЙ**

**Э. Г. ВАСИЛЬЕВА**

Излагаются результаты экспериментального моделирования процесса осаждения U, Mo и Se на восстановительном барьере, представленном микробиологически активными сероцветными породами и потоком газообразных восстановителей ( $H_2S$  и  $H_2$ ), поступающих снизу навстречу движущимся металлоносным кислородным водам. Осаждение U наблюдалось при снижении Eh среды до 200 мв и ниже (рН 6,5—8). Se фиксировался породами и при положительных значениях Eh. Mo не осаждался вообще, более того, из сероцветной породы он выносился как кислородной, так и сероводородной водой. Установлено, что в растворах, насыщенных  $H_2S$ , может содержаться до 30 мг/л Fe.

Урановым месторождениям, связанным с зонами пластового окисления, посвящена обширная литература. Согласно экзогенно-инфильтрационной концепции, подобные месторождения формируются кислородными напорными водами в зонах восстановительного геохимического барьера, представленного сероцветными породами, содержащими органическое вещество (Германов, 1960; Лисицин, 1962; Батулин и др., 1965).

Важную роль в создании такого барьера могут играть различные микроорганизмы. Об этом свидетельствуют следующие факты. Во-первых, в зонах сероцветных пород и уранового оруденения с низкими отрицательными значениями Eh были обнаружены сульфатредуцирующие и другие анаэробные группы бактерий (Лисицин, Кузнецова, 1967). Во-вторых, при моделировании восстановительного барьера в условиях, близких к природным, было установлено, что при фильтрации природной сульфат-гидрокарбонатной кислородной воды через сероцветные породы, содержащие пирит и органическое вещество, снижение Eh среды до —250, —300 мв, рН — до 6,5 происходит вследствие развития сульфатредуцирующих, водородобразующих и других бактерий. В породах, предварительно подвергнутых автоклавной стерилизации, такого эффекта не наблюдалось: Eh среды оставался положительным (Рожкова и др., 1965).

В дальнейшем на ряде моделей автору удалось показать, что в тех случаях, когда в воде примерно такого же состава содержится уран, (в форме уранилкарбонатного комплекса), то в результате упомянутого процесса происходит его осаждение (об осаждении урана судили по уменьшению его содержания в воде, просочившейся через породы). Например, при фильтрации природной воды с концентрацией урана  $1,2 \cdot 10^{-4}$  г/л через сероцветную породу, содержащую  $Fe_{\text{пирит}} 0,4\%$  и  $C_{\text{орг}} 0,6\%$ , по мере снижения Eh и рН среды происходит уменьшение концентрации урана в воде примерно на порядок (фиг. 1). Таким образом, вышеупомянутая концепция получила экспериментальное подтверждение.

Ряд исследователей обратили внимание на то, что восстановительный барьер при формировании эпигенетических концентраций урана и его

спутников (молибден и селен) может быть представлен не только микро-биологически активными сероцветными породами, но и потоком газообразных восстановителей ( $H_2S$ ,  $H_2$ ), поступающим снизу по разрывным нарушениям навстречу движущимся ураноносным кислородным водам (Зеленова и др., 1969; Булатов, Щеточкин, 1970; Щеточкин, 1970). При этом предполагалось, что на таком неподвижном контрастном восстановительном барьере уже без участия микроорганизмов могут возникнуть руды, более богатые, чем при биогенном процессе. Таким механизмом некоторые исследователи, в частности, объясняют образование настуран-черниевых руд, наложенных на окисленные породы и часто имеющих пластово-надтрещинный характер («приразломное оруденение»).

Для экспериментальной проверки такого механизма рудообразования и выяснения принципиальной возможности формирования эпигенетических концентраций урана, селена и молибдена на стыке нисходящих кислородных вод и восходящего потока газообразных восстановителей была выполнена серия соответствующих опытов.

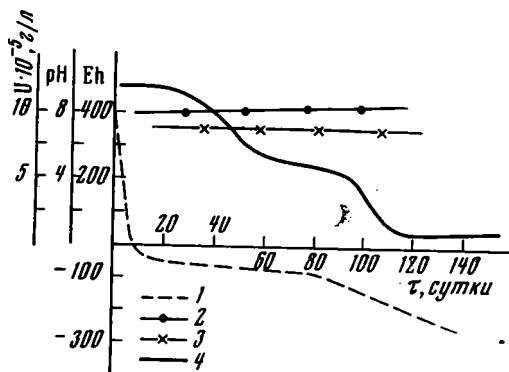
Как известно, уран в природных кислородных водах находится преимущественно в форме карбонатных комплексов уранила. Элементы-спутники урана — селен и молибден в кислородных нейтральных или слабощелочных водах обычно мигрируют в форме селенит-, гидроселенит- (реже селенат-) и молибдат-ионов. При снижении Eh (в результате биогенной сульфатредукции или внедрения газообразных восстановителей) уран и селен могут быть восстановлены и осаждены: первый — в виде окислов, второй — в виде элементарного.

Для молибдена этот вопрос значительно сложнее. Восстановлению молибдена и осаждению его сульфида посвящено множество работ, однако до сих пор нет единого мнения в отношении условий образования  $MoS_2$  в зоне гипергенеза. Одна из причин этого — невозможность прямого осаждения дисульфида сероводородом. Образование же трисульфида молибдена происходит лишь в кислой среде: оптимальный pH — 1—3 (Некрасов, 1952; Бусев, 1962; Зеликман, 1970 и др.).

Некоторые исследователи объясняют образование молибденита в экзогенных условиях деятельностью микроорганизмов (Крамаренко, 1962) или присутствием в системе помимо сероводорода еще какого-либо сильного восстановителя, например атомарного водорода (Лисицин, 1969).

Ниже излагаются результаты экспериментов по моделированию процессов осаждения урана, селена и молибдена из природной кислородной воды, содержащей их в количестве  $1-2 \cdot 10^{-4}$  г/л, при внедрении в систему газообразных восстановителей: сероводорода, атомарного водорода или смеси.

**Методика исследования.** Моделирование осуществлялось в герметичных камерах из органического стекла, снабженных электродами для измерения Eh среды. Вода подавалась в камеру сверху (1 мл/час), а газ — снизу. В тех же условиях были поставлены контрольные варианты моделей, в данном случае уже без подачи газов.



Фиг. 1. Изменение физико-химических параметров системы по мере развития в сероцветных породах потенциалпонижающих микроорганизмов

1—Eh; pH: 2—исходный; 3—конечный; 4—U



## Характеристика исследованных пород

Порода	Содержание, %									
	Fe <sub>вал</sub>	Fe <sup>2+</sup> <sub>раств</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>раств</sub>	Fe <sub>пир</sub>	Fe <sub>обл</sub>	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	U	Mo	Se
Песчаник серый, слабокарбонатный, мелкозернистый с тонкорассеянными пиритом	0,55	0,08	0,03	0,376	0,064	0,027	0,79	0,8 · 10 <sup>-3</sup>	0,01	0,002
Песчаник полевошпатово-кварцевый, красно-бурый, рыхлый, слабоцементированный карбонатом кальция, мелко- и среднезернистый	0,57	0,028	0,402	Нет	0,14	0,025	0,85	1,8 · 10 <sup>-3</sup>	Нет	0,004

Химические анализы выполнены Е. Е. Левиной.

Для исследований были использованы образцы проницаемых глинисто-песчаных пород: сероцветной и лимонитизированной — из зоны пластового окисления (табл. 1), а также природная кислородсодержащая вода из грунтового потока, питающего развитие в данных породах пластовые воды (табл. 2). Для получения более достоверных результатов за счет снижения относительной ошибки химического анализа содержание урана и селена в исходной воде было увеличено до 1,5, а молибдена

Таблица 2

## Состав природной воды

Содержание, г/л									pH	Формула солевого состава
Na+ (K+)	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	общая минерализация		
0,196	0,072	0,016	0,112	0,367	0,166	Нет	0,00015	0,929	7,8	SO <sub>57</sub> <sup>4</sup> Cl <sub>23</sub> HCO <sub>20</sub> <sup>3</sup> Na <sub>43</sub> Ca <sub>27</sub>

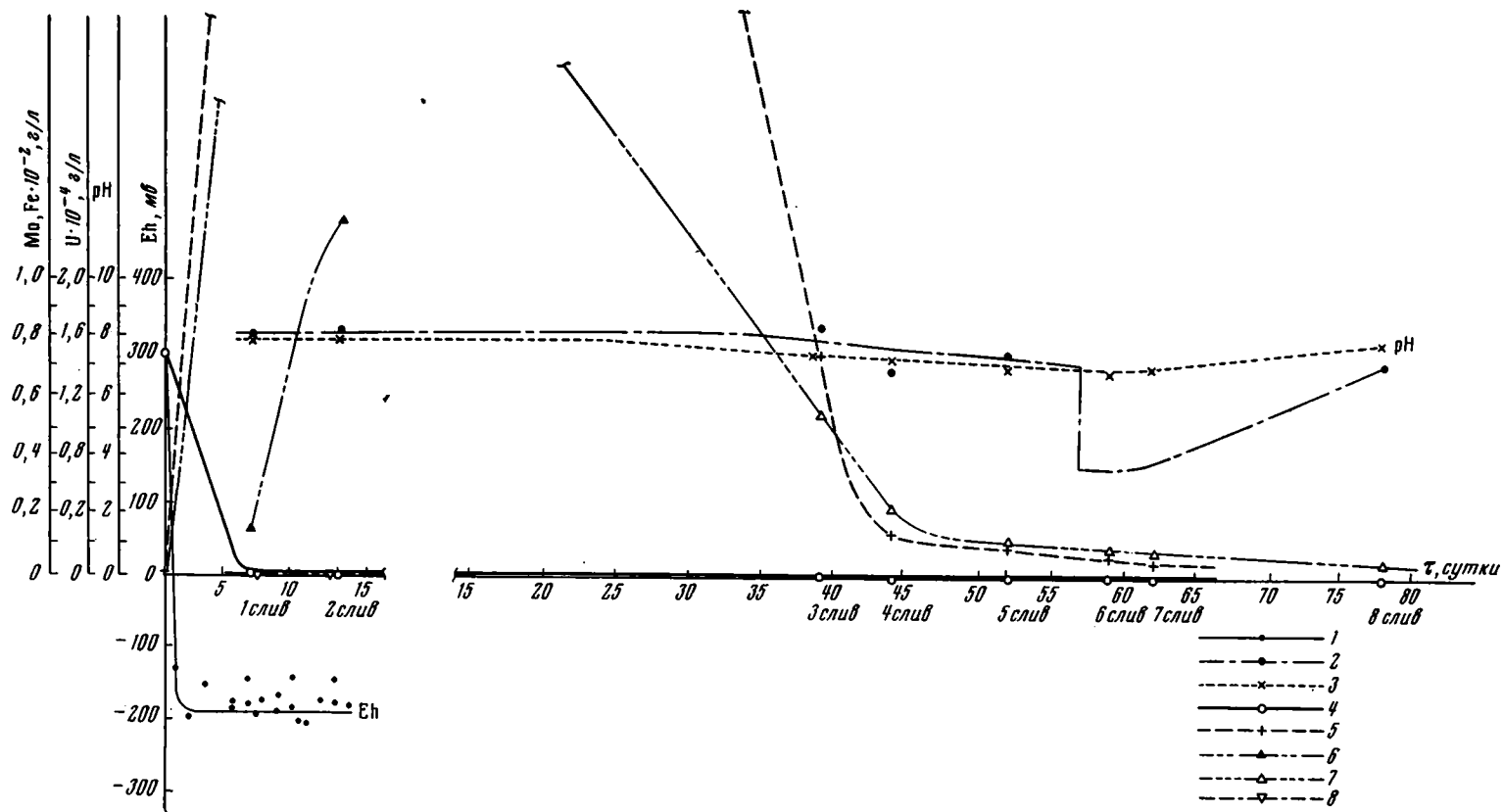
Химические анализы выполнены Т. А. Козловой.

до 2 · 10<sup>-4</sup> г/л (в природной воде n · 10<sup>-5</sup>). В воде, просочившейся через породу, определяли содержание урана, молибдена, селена, общего железа, бикарбонат-, сульфат-иона. Eh и pH среды измеряли на потенциометре ЛП-5. Анализ воды на содержание урана, молибдена и железа производили по общепринятым методикам (Резников и др., 1963), селена — по методу В. Д. Сидельниковой и А. А. Леонтьевой (1968).

**Описание моделей.** Модель 1 служила для изучения возможности осаждения урана и молибдена<sup>1</sup> из природной кислородной воды на сероцветной породе (456 г) под действием встречного потока сероводорода, который подавался в течение двух-трех часов в сутки при непрерывном протоке воды. Опыт продолжался в течение 80 суток.

Уже после подачи первой порции сероводорода Eh среды снизился до —180 ± 20 мв и удерживался на этом значении в течение нескольких недель (фиг. 2). В дальнейшем произошло отравление поверхности электродов сероводородом, что выразилось появлением необъяснимых колебаний в значениях Eh и подтвердилось при демонтаже модели полным отслоением платинированной поверхности электродов. Эти значения Eh

<sup>1</sup> Уран в исходную воду вводился в форме уранил-карбонатного комплекса, а молибден — в форме молибдат-иона.



Фиг. 2. Изменение физико-химических параметров системы по модели 1 ( $H_2S$  навстречу кислородной воде в сероцветной породе)  
 1 — Eh; pH: 2 — исходный, 3 — конечный; 4 — U; 5 — Mo в сливе, 6 — в фильтрате; Fe: 7 — в сливе; 8 — в фильтрате

во внимание не принимались и на графике не показаны. Порода в зоне распространения сероводорода почернела, просачивающаяся вода приобрела почти черный (на просвет темно-красный) цвет. Содержание урана в этой воде на два, а иногда на три порядка ниже по сравнению с содержанием его в исходной воде, что несомненно свидетельствует об осаждении урана. При этом рН воды в первых сливах достигал 8, а в последующих — 7—7,5.

Следует обратить внимание на то, что в этом опыте имело место более полное извлечение урана из воды, чем в моделях по осаждению урана под влиянием продуктов жизнедеятельности микроорганизмов (фиг. 1). По-видимому, это связано с тем, что в модели с противотоком в процессе участвовало значительно большее количество сероводорода.

В воде, просочившейся через породу (насыщенной  $H_2S$ ), обнаружены железо и молибден, причем в первых сливах (темно-красного цвета) их содержания соответственно 0,03 и 0,1 г/л. На воздухе из этих сливов через сутки выпал коричневый осадок, раствор при этом обесцветился. Анализ показал, что в фильтрате железо отсутствует, а содержание молибдена уменьшилось примерно на порядок ( $1,6 \cdot 10^{-3}$  при исходном содержании в сливе  $4 \cdot 10^{-2}$  г/л). Можно предположить, что в данном случае имело место выпадение гидроокиси железа и соосаждение молибдена (способность молибдена соосаждаться с  $Fe(OH)_3$  отмечал А. Б. Каждан, 1967).

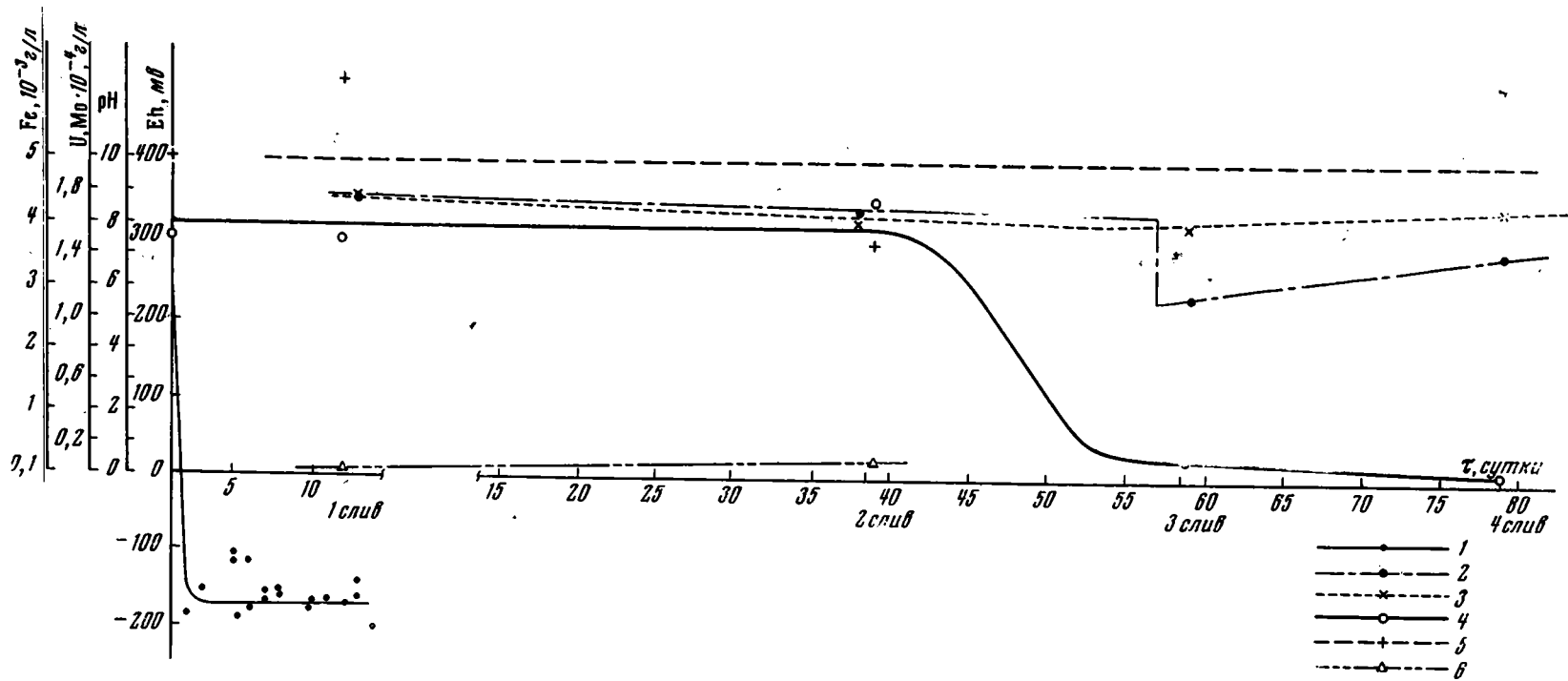
В последующих сливах содержание железа и молибдена уменьшилось, при этом к концу опыта последний был почти полностью вынесен из породы. Окраска этих сливов постепенно менялась от светло-бурой (в 3-м) до желтоватой (в 8-м), причем при нахождении последних на воздухе осадок не образовывался.

Форма выноса элементов из породы не изучалась, однако, учитывая цвет растворов, можно предположить, что молибден выносился из породы в форме хорошо растворимой тиосоли, а в первых сливах, возможно, и в форме коллоидного раствора. (По А. Н. Зеликману, 1970, растворы тиомолибдатов при рН 7—10 имеют желтую окраску, которая при снижении рН становится ярко-красной: образуется коллоидный раствор, из которого затем медленно выделяется  $MoS_3$ . В то же время Ю. Н. Книпович, 1956, считает, что красной окраской может обладать раствор тиосоли молибдена при заметном ее содержании).

Что касается железа, то трудно было ожидать, что в условиях опыта (при содержании в воде  $H_2S$  около 1 г/л) оно окажется подвижным. Тем не менее, это может быть объяснено, если предположить, что железо, как и некоторые другие халькофильные элементы, способно образовывать в присутствии избытка  $H_2S$  полисульфидные комплексы, обладающие по сравнению с их сульфидами повышенной растворимостью. Существование полисульфидных комплексов установлено для Zn, Pb, Ag, Hg, Cu (Рафальский, 1966; Хемли, 1954; Anderson, 1962; Тредвелл, Генпентрик, 1954).

Камеру в модели 2 загружали лимонитизированной породой (450 г). В течение первых 40 дней сероводород пропускали по 5—10 мин., в дальнейшем по 2 часа в сутки при постоянной подаче воды. При этом, как и в первой модели, Eh среды снизился до  $-170 \pm 20$  мв, порода в местах прохождения газа почернела. Содержание урана в первых двух сливах не изменилось по сравнению с исходной водой. После того как был дан избыток сероводорода, порода полностью почернела, а содержание урана в сливах уменьшилось на порядок и больше (фиг. 3). Таким образом, осаждение урана в этой модели, очевидно, началось после полного восстановления породы. Содержание молибдена в воде в тех же условиях не изменилось. По мере почернения породы в воде появляется железо.

Для выяснения поведения урана, молибдена и селена при естественном снижении Eh, обусловленном процессами, происходящими в самой



Фиг. 3. Изменение физико-химических параметров системы по модели 2 ( $H_2S$  навстречу кислородной воде в лимонитизированной породе)  
 1 — Eh; pH: 2 — исходный; 3 — конечный; 4 — U; 5 — Mo; 6 — Fe

породе, с теми же породами были поставлены контрольные модели (3 и 4). Опыты проводились в тех же условиях, но без подачи газа.

В модели 3 (с сероцветной породой, 600 г) за 48 суток Eh среды снизился до нуля, однако в дальнейшем, в связи с некоторым нарушением герметичности системы, Eh повысился. Таким образом, наблюдения продолжались в области положительных значений Eh, что также, учитывая, что модель была контрольной, представляло интерес.

В модели 4 (с лимонитизированной породой, 265 г), как и предполагалось вначале, Eh среды до конца опыта остался положительным.

Таблица 3

Модель 3. Содержание некоторых элементов в воде, просочившейся через сероцветную породу

№ слива	Объем слива, мл	рН слива	рН исходной воды	Содержание, г/л							
				U	Mo	Se	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
1	263	8,5	8,4	2.10 <sup>-4</sup>	—	—	Нет	Нет	0,475	Нет	0,250
2	290	8,15	8,6	1.10 <sup>-5</sup>	6.10 <sup>-2</sup>	Нет	»	»	0,422	»	0,214
3	330	7,95	8,7	2.10 <sup>-5</sup>	3.10 <sup>-2</sup>	3.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,348	»	0,195
4	330	7,95	8,75	2.10 <sup>-5</sup>	4.10 <sup>-2</sup>	3.10 <sup>-5</sup>	»	»	—	»	0,189
5	310	7,9	8,6	1.10 <sup>-4</sup>	—	2.10 <sup>-5</sup>	»	»	—	»	0,195
6	320	7,75	8,7	1,4.10 <sup>-4</sup>	8.10 <sup>-3</sup>	2,5.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,302	»	0,190
7	300	7,82	8,6	1,5.10 <sup>-4</sup>	3.10 <sup>-2</sup>	2,5.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,280	»	0,195
8	320	7,45	8,2	5.10 <sup>-5</sup>	3.10 <sup>-2</sup>	2,5.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,472	»	0,189
9	235	7,5	8,3	1.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,337	»	0,180

Таблица 4

Модель 4. Содержание некоторых элементов в воде, просочившейся через лимонитизированную породу

% слива	Объем слива, мл	рН исходной воды	рН слива	Содержание, г/л							
				U	Mo	Se	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
1	260	8,4	8,8	1,6.10 <sup>-4</sup>	—	3,0.10 <sup>-5</sup>	Нет	Нет	0,282	Нет	1,181
2	320	8,45	8,1	4.10 <sup>-5</sup>	1,8.10 <sup>-4</sup>	2,5.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,272	»	0,183
3	320	8,6	8,15	6,10 <sup>-5</sup>	1,8.10 <sup>-4</sup>	2,0.10 <sup>-5</sup>	»	»	0,272	»	0,183
4	310	8,75	8,35	1.10 <sup>-4</sup>	1,8.10 <sup>-4</sup>	1,5.10 <sup>-5</sup>	1.10 <sup>-4</sup>	2.10 <sup>-4</sup>	0,272	»	0,177
5	280	8,7	8,25	1.10 <sup>-4</sup>	2.10 <sup>-4</sup>	—	Нет	Нет	0,292	»	0,177
6	310	8,4	8,0	8.10 <sup>-5</sup>	2,4.10 <sup>-4</sup>	5.10 <sup>-6</sup>	»	»	0,282	»	0,171
7	340	8,25	7,6	1.10 <sup>-4</sup>	2,0.10 <sup>-4</sup>	—	»	»	—	»	0,177
8	310	8,3	7,75	1.10 <sup>-4</sup>	2,4.10 <sup>-4</sup>	—	»	»	0,284	»	0,171
9	310	8,3	7,58	1,5.10 <sup>-4</sup>	—	—	»	»	0,239	»	0,179
10	240	8,3	7,85	1,0.10 <sup>-4</sup>	2,4.10 <sup>-4</sup>	—	»	»	0,300	»	0,195

Как видно из табл. 3 и 4, фиксация урана породами в обеих моделях осуществлялась только в течение времени, затраченного на первые силы, в дальнейшем уран породами не задерживался. Учитывая характер процесса, можно заключить, что фиксация урана на первом этапе осуществлялась в результате сорбции.

Селен<sup>2</sup> задерживался в сероцветной и лимонитизированной породах. Молибден выносился из сероцветной породы. Железо оставалось неподвижным.

Для изучения возможности осаждения селена в тех же условиях (без подачи газа) было создано еще две модели (11 и 12) с сероцветной поро-

<sup>2</sup> Селен добавлялся в исходную воду в форме селенита.

дой. Если ранее, в моделях 3 и 4, селен в природную воду (с минерализацией около 1 г/л) вводили (до  $1,5 \cdot 10^{-4}$  г/л) в форме селенита, то в модели 11 в ту же воду — в форме селената. В модели 12 использовали природную воду (с минерализацией около 5 г/л), уже содержащую селен в количестве  $1,5 \cdot 10^{-4}$  г/л. Как видно из табл. 3, 4, 5, содержание селена в сливах во всех моделях уменьшилось почти на порядок, т. е. фиксация селена породами осуществлялась практически независимо от его ва-

Таблица 5

Модели 11 и 12. Содержание селена в воде, просочившейся через сероцветную породу, по моделям 11, 12

№ слива	Модель 11				Модель 12			
	объем слива, мл	рН		содержание, г/л	объем слива, мл	рН		содержание, г/л
		слива	исходный			слива	исходный	
1	310	8,3	8,0	$3 \cdot 10^{-6}$	280	8,35	8,0	$4 \cdot 10^{-6}$
2	220	7,85	8,3	$1,3 \cdot 10^{-6}$	260	7,4	8,03	$5 \cdot 10^{-6}$
3	285	7,85	8,4	$2 \cdot 10^{-6}$	340	7,3	8,3	$4 \cdot 10^{-6}$
4					290	7,5	8,0	—
5					335	7,8	8,5	$4 \cdot 10^{-6}$

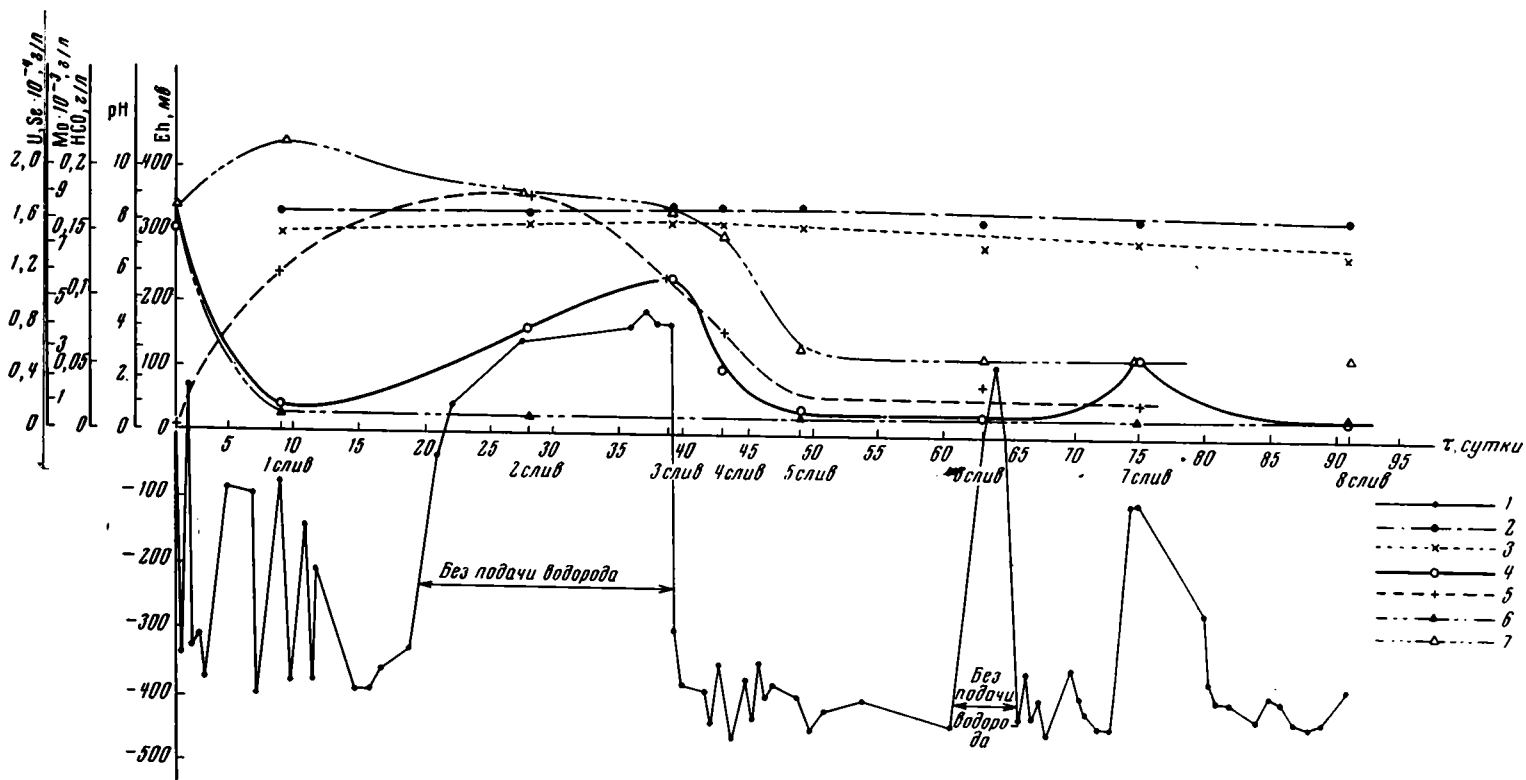
Химические анализы к моделям 1—6, 9—12 выполнены М. А. Амосовой.

лентного состояния в растворе. Форма фиксации в породе (селен, восстановленный до элементарного, или сорбционный) не выяснялась.

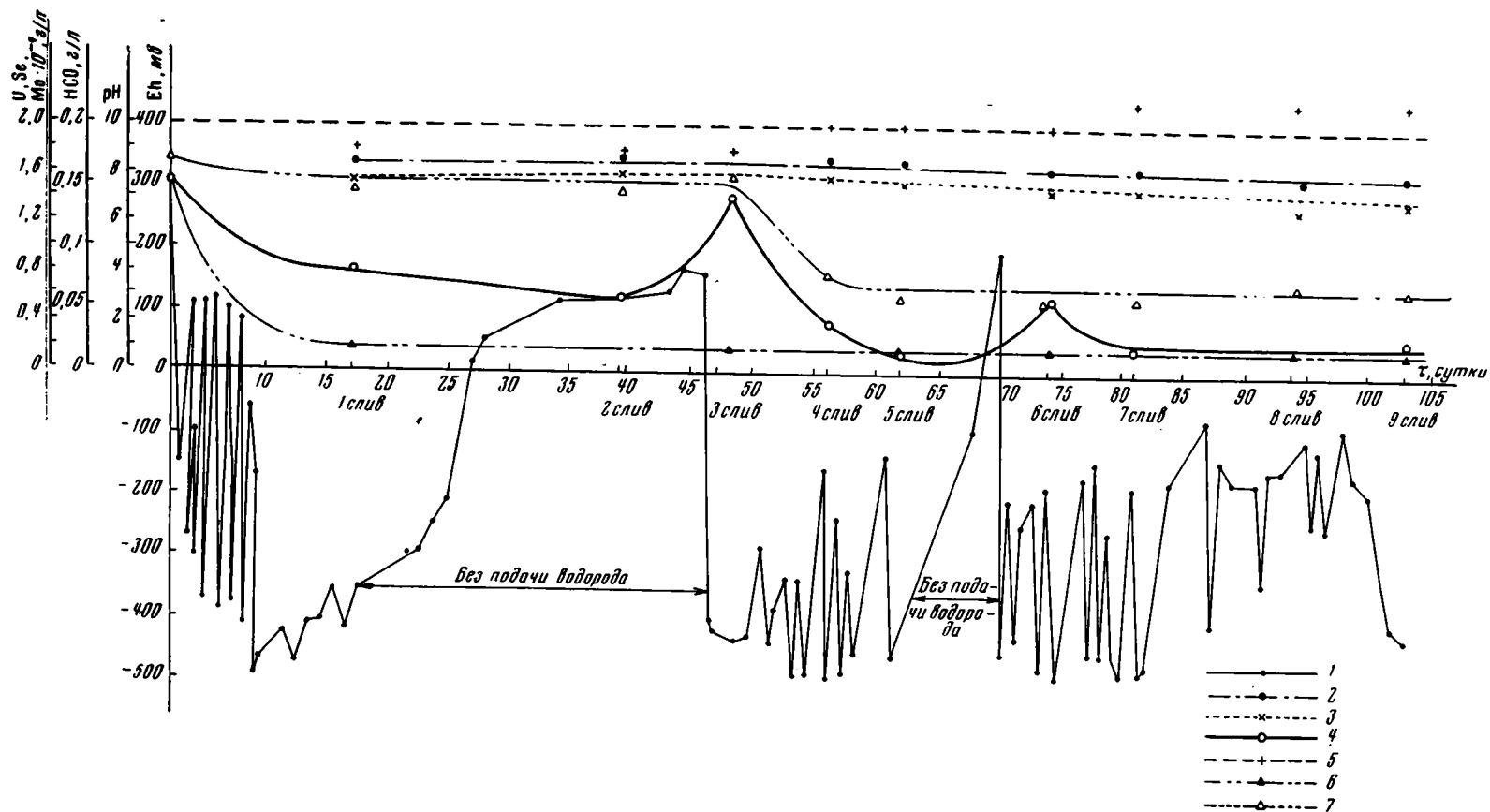
С помощью моделей 5 (с сероцветной породой, 240 г) и 6 (с лимонитизированной породой, 260 г) изучали возможность осаждения урана, молибдена и селена при участии атомарного водорода. Водород, полученный в аппарате Киппа, подавали в камеры по 5—6 часов в сутки при непрерывном проточе воды. Во избежание примеси воздуха первые порции газа после перезарядки аппарата Киппа сбрасывались в атмосферу. Учитывая каталитические свойства платины (Бейтс, 1968), мы вправе ожидать, что при прохождении молекулярного водорода через породу, где расположены платиновые электроды, на поверхности последних будет образовываться атомарный водород.

Сразу же после подачи в камеры водорода Eh среды понижался до —450, —500 мв (на фиг. 4 и 5 в качестве примера нанесены показания одной пары электродов). Однако показания электродов не всегда оставались стабильными. После прекращения пропускания газа Eh среды иногда значительно повышался. Наибольшие перепады Eh (до 300 мв) отмечались вблизи входа воды в камеру. Наиболее вероятными причинами, вызывающими эти колебания, по-видимому, могут быть периодичность пополнения системы водородом при непрерывном проточе воды и чрезвычайно высокая подвижность водорода (способность проходить через поры).

В первых же сливах в обеих моделях содержание урана и селена (фиг. 4 и 5) уменьшилось на порядок. Через две недели после начала опыта подача водорода была прекращена на 24 дня. За это время при постоянном проточе воды Eh среды повысился до +170 мв и в соответствии с этим повысилось содержание урана в воде, просочившейся через породу. В третьем сливе оно достигло содержания в исходной воде. После возобновления подачи водорода по мере снижения Eh среды снова было отмечено уменьшение содержания урана в сливах. Из этого следует, что образование атомарного водорода приводит к осаждению урана. Об этом также свидетельствует сравнение поведения урана в этих моделях и соответствующих контрольных.



Фиг. 4. Изменение физико-химических параметров системы по модели 5 (водород навстречу кислородной воде в сероцветной породе)  
 1 — Eh; pH: 2 — исходный; 3 — конечный; 4 — U; 5 — Mo; 6 — Se; 7 — HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.



Фиг. 5. Изменение физико-химических параметров системы по модели 6 (водород навстречу кислородной воде в лимонитизированной породе)  
 1 — Eh; pH: 2 — исходный, 3 — конечный; 4 — U; 5 — Mo; 6 — Se; 7 — HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>



Временное прекращение подачи водорода и связанное с этим повышение Eh среды до +170 мв не внесло изменений в поведение селена.

Что касается молибдена, то его осаждение в результате восстановления молибдата атомарным водородом до двуокиси можно считать термодинамически возможным. Действительно, изобарно-изотермический потенциал реакции  $\text{MoO}_4^{2-} + 2\text{H}^0 = \text{MoO}_2 + 2\text{OH}^-$  — величина отрицательная ( $\Delta Z_p = \Delta Z_{\text{MoO}_2} + 2\Delta Z_{\text{OH}^-} - \Delta Z_{\text{MoO}_4^{2-}} - 2\Delta Z_{\text{H}^0} = -120 + 2(-37,595) - (-205,42) - 97,167 = -86,937 \text{ ккал}^3$ ).

Однако в условиях опыта молибден не осаждался. Более того, из сероцветной породы, как и в предыдущих моделях, он выносился. Последнее может свидетельствовать в пользу того, что довольно значительная часть его находилась в породе в какой-то подвижной форме. (Согласно данным А. А. Резникова и А. А. Нечаевой, 1961, растворимые формы молибдена широко распространены в молибденитах). Если учесть, что концентрация молибдена в растворе достаточно велика, то остается предположить, что в этих условиях опыта он не восстанавливался.

Возможно, это объясняется низким парциальным давлением атомарного водорода, локальностью процесса, а возможно, высоким рН среды, который к тому же в результате реакции мог еще повышаться. Повышение же щелочности среды ведет к замедлению процесса. Изучение условий выделения  $\text{MoO}_2$  из раствора молибдата натрия под действием водорода показало, что при  $\text{pH}_{\text{исх}} = 2$  ( $\text{pH}_{\text{кон}} = 5,76$ ) за 10 час. осаждался 87% молибдена, а при  $\text{pH}_{\text{исх}} = 7$  ( $\text{pH}_{\text{кон}} = 7,84$ ) — только 14% (Зеликман, 1970).

Обращает на себя внимание то, что, начиная с четвертого — пятого слива, в обеих моделях уменьшается содержание в воде бикарбонат-иона — до 60 мг/л. По-видимому, это происходит вследствие нарушения равновесия, существующего между отдельными формами углекислоты за счет частичной дегазации растворимой части  $\text{CO}_2$  при продувании системы водородом. Однако если это предположение верно, то такое же действие должен оказывать молекулярный водород и даже инертный газ. Последствия этого явления очевидны, поскольку оно способствует сдвигу равновесия в сторону разрушения карбонатного комплекса урана и осаждению последнего. К тому же при продувании воды водородом из нее удаляется основная часть растворенного кислорода, что в свою очередь создает благоприятные условия для более быстрого развития в породе биогенной сульфатредукции и, следовательно, интенсификации процесса осаждения урана.

Для проверки этого предположения в тех же условиях были созданы две модели с молекулярным водородом: 7-я — с сероцветной и 8-я — с лимонитизированной породой. В этом случае платиновые электроды в камеры специально не устанавливали, поэтому Eh не измеряли.

Как видно из табл. 6 и 7, содержание бикарбонат-иона в воде, просочившейся через породу, как и в моделях с атомарным водородом, к концу опыта уменьшилось почти вдвое. В то же время в контрольных моделях — без подачи газа (табл. 3 и 4) содержание  $\text{HCO}_3^-$  при тех же рН сливов до конца опыта практически не изменилось по сравнению с содержанием его в исходной воде.

Как видно из тех же таблиц, в первых трех (модель 7) и семи (модель 8) сливах содержание урана не менялось по сравнению с таковым в исходной воде. Таким образом, в течение этого времени (месяц в модели 7; три месяца в модели 8) в присутствии молекулярного водорода в отличие от атомарного уран не осаждался. В последующих сливах наблюдалось уменьшение концентрации урана, что свидетельствует об его

<sup>3</sup> Значения  $\Delta Z$  даются по Р. М. Гаррелсу (Гаррелс, Крайст, 1968), недостающее значение  $\Delta Z_{\text{H}_2}$  взято из работы М. Ф. Стащука (1968).

Таблица 6

Модель 7. Содержание урана и бикарбонат-иона в воде, просочившейся через сероцветную породу (исходное содержание бикарбонат-иона 0,170 г/л)

№ слива	Объем слива, мл	рН		Содержание, г/л	
		слива	исходный	U	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
1	310	8,1	—	3·10 <sup>-4</sup>	0,220
2	350	8,66	8,84	1,1·10 <sup>-4</sup>	0,171
3	350	8,43	8,7	1,5·10 <sup>-4</sup>	0,121
4	330	7,7	8,64	1,56·10 <sup>-5</sup>	0,110
5	355	7,84	8,14	0,4·10 <sup>-5</sup>	0,122
6	350	7,72	8,55	1,4·10 <sup>-5</sup>	0,104
7	350	7,68	8,57	0,5·10 <sup>-5</sup>	0,110
8	350	7,65	—	0,4·10 <sup>-5</sup>	0,086

Химические анализы выполнены Г. П. Дьяконовой.

Таблица 7

Модель 8. Содержание урана и бикарбонат-иона в воде, просочившейся через лимонитизированную породу (исходное содержание бикарбонат-иона 0,170 г/л)

№ слива	Объем слива, мл	рН		Содержание, г/л	
		слива	исходный	U	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
1	365	7,8	9,04	2,5·10 <sup>-4</sup>	0,220
2	330	7,9	8,64	2,47·10 <sup>-4</sup>	0,146
3	320	8,14	8,84	3·10 <sup>-4</sup>	0,116
4	360	8,36	8,81	1,5·10 <sup>-4</sup>	0,122
5	350	7,2	8,44	1,4·10 <sup>-4</sup>	0,111
6	365	7,12	8,55	0,6·10 <sup>-4</sup>	0,110
7	320	7,18	8,7	0,4·10 <sup>-4</sup>	0,110
8	365	6,96	8,3	2·10 <sup>-5</sup>	0,110
9	350	7,26	8,9	1,5·10 <sup>-5</sup>	0,134
10	340	7,0	8,22	0,8·10 <sup>-5</sup>	0,110

Химические анализы выполнены Г. П. Дьяконовой.

осаждении. По-видимому, это было вызвано развитием в породах биогенной сульфатредукции, о чем свидетельствуют появление в породе черных участков и бактериальный анализ<sup>4</sup> породы после окончания опыта.

Таким образом, к концу опыта (продолжительностью 6 месяцев) даже в модели с лимонитизированной породой создались условия, благоприятные для развития сульфатредуцирующих бактерий (которые, вероятно, сохранились в окисленной породе в состоянии анабиоза), и осаждения вследствие этого урана. Однако ожидать в окисленных породах равных и более высоких концентраций урана, чем в сероцветных, за сопоставимое время не приходится. Поэтому наблюдения, сделанные на этой модели, очевидно, представляют в основном теоретический интерес и не могут быть использованы для объяснения образования богатых руд, наложенных на лимонитизированные породы.

В следующих моделях противотоком к движению воды подавали смесь водорода и сероводорода, причем водород подавали в течение 5—6 часов, а сероводород — по 5—10 мин. в сутки. Модель 9 — с сероцветной породой (454 г), 10 — с лимонитизированной (454 г).

В течение первых суток, когда пропускали только водород, Eh среды снизился до —400, —500 мв. После этого был подан сероводород. В ре-

<sup>4</sup> Бактериальный анализ породы выполнен И. П. Кулигиной.

зультате Eh среды повысился до  $-200 \pm 20$  мв уровня, характерного для чистого сероводорода, и удерживался на нем несмотря на дальнейшую подачу водорода. Причина прекращения образования атомарного водорода и связанного с этим повышения Eh, по-видимому, заключается в отравлении сероводородом катализатора, что полностью согласуется с мнением Р. Бейтса (1968). (Как отмечалось выше, функции катализатора в условиях опыта выполняли платиновые электроды, которые уже после введения первой порции сероводорода потеряли эту способность; однако для измерения Eh они еще некоторое время могли быть использованы. В дальнейшем наступило полное отравление электродов.)

Таким образом, в этих моделях в смеси с сероводородом присутствовал молекулярный водород. Естественно, что результаты опытов оказались сходными с теми, где применяли только сероводород (уран осаждался, молибден выносился из сероцветной породы, железо приобрело подвижность: при нахождении на воздухе первых двух сливов модели 9 из них выпал осадок, — по-видимому, гидроокись железа с соосажденным молибденом). Особенность этих моделей — в модели 9 в отличие от модели 1 вынос молибдена несколько меньший, а в модели 10 осаждение урана наблюдалось с первого слива (лимонитизированная порода в этом случае тоже почернела), в то время как в модели 2 — только с третьего.

Сравнивая результаты, полученные на моделях 5—10, можно предположить, что аналогичные явления могут наблюдаться и при измерении Eh природных сред. В частности, если исследуемая среда содержит молекулярный водород, то, как и в наших моделях, платиновые электроды помимо своей основной функции могут выполнять роль катализатора, способствующего частичному переходу на их поверхности молекулярного водорода в атомарный, и исследуемая среда, таким образом, может оказаться по отношению к урану или к какому-либо другому элементу восстановительной, в то время как в природе она могла таковой не быть.

Из вышеизложенного можно сделать следующие основные выводы.

1. При внедрении в сероцветную породу сероводорода навстречу кислородной воде, содержащей уран и сопутствующие ему элементы в количествах, близких к природным, наблюдалось осаждение урана и вынос из породы молибдена и частично железа. При этом уран осаждался значительно полнее, чем при развитии непосредственно во вмещающих породах биогенной сульфатредукции (концентрация урана на выходе из породы в первом случае  $10^{-6}$ — $10^{-7}$  г/л, а во втором —  $10^{-5}$ — $10^{-6}$ ). Это обусловлено тем, что в сопоставляемых случаях неодинаково количество сероводорода, участвующего в реакции (абиогенного и биогенного), хотя механизм осаждения, по-видимому, один и тот же.

При внедрении сероводорода в лимонитизированную породу, по всей вероятности, вначале происходило восстановление окисного железа и лишь потом — осаждение урана; молибден не осаждался вообще; приобретало подвижность железо, хотя и в меньшей степени, чем в моделях с сероцветной породой.

2. При внедрении в породы противотоком к движению кислородных вод атомарного водорода возникал восстановительный барьер, более контрастный по сравнению с сероводородным. При этом наблюдалось осаждение урана и селена. Молибден не осаждался на лимонитизированной породе и выносился из сероцветной. Железо оставалось неподвижным. Количество осажденного урана в присутствии атомарного водорода оказалось более низким, чем в моделях с сероводородом, что, по-видимому, явилось следствием узколокального распределения атомарного водорода в камере — только на поверхности платиновых электродов.

3. Селен задерживался породами даже в контрольных моделях (без подачи газа).

## ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. Н., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.
- Бейтс Р. Определение pH. Теория и практика. Л., «Химия», 1968.
- Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности.— Сов. геология, 1970, № 4.
- Бусев А. И. Аналитическая химия элементов. Молибден. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Германов А. И. Основные черты гидрохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Зеленова О. И., Кондратьева И. А., Лисицин А. К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановое рудообразование над залежами углеводородов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
- Зеликман А. Н. Молибден. М., «Металлургия», 1970.
- Каждан А. Б. Месторождения урано-молибденовой рудной формации.— В сб.: Вопросы прикладной радиологии, М., Атомиздат, 1967.
- Крамаренко Л. Е. Бактериальные биосенсы в подземных водах месторождений некоторых полезных ископаемых и их геологическое значение.— «Микробиология», 1962, XXXI, 4.
- Книпович Ю. Н. Молибден.— В сб.: Анализ минерального сырья, Л., ГНТИХЛ, 1956.
- Лисицин А. К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде  $UO_2$ .— Геохимия, 1962, № 9.
- Лисицин А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1.
- Лисицин А. К. Об условиях осаждения Mo и Se в экзогенных эпигенетических урановых месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Некрасов В. В. Курс общей химии. М., Учпедгиз, 1952.
- Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия.— Геология рудных месторождений, 1966, т. VIII, 4.
- Резников А. А., Нечаева А. А. Матер. ВСЕГЕИ, Нов. серия, 1961, 61.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Рожкова Е. В., Кузнецова Э. Г., Васильева Э. Г. Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических сульфидных и других минералов.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Сидельникова В. Д., Леонтьева А. А. Об определении селена в природных водах.— В сб.: Методы химического анализа и химический состав минералов, М., «Наука», 1968.
- Стащук М. Ф. Проблемы окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968.
- Тредвелл В. Д., Гепенстрик Г. О растворимости сульфида серебра.— В сб.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.
- Хемли Д. Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложением руд.— В сб.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования, М., ИЛ, 1954.
- Щеточкин В. Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Anderson G. M. The solubility of  $PbS$  in  $H_2S$  — water solutions — Econ. Geol., 1962, 57, № 5.

ВИМС  
Москва

Дата поступления  
16.IV.1971

## **ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДОКЕМБРИЯ**

**О. И. ЛУНЕВА**

Среди метаморфических толщ докембрия легко распознаются конгломераты и гравелиты, олигомиктовые песчаники и алевролиты, шунгиты и графитовые породы, железистые и железисто-кремнистые породы, известняки и доломиты. Несколько сложнее выявлять аркозы, граувакки и породы смешанного состава.

Появилась возможность применить к докембрийским комплексам методы фациального анализа и палеогеографических исследований. Палеогеография докембрия становится теперь одной из первоочередных задач изучения допалеозойской истории развития Земли.

Палеогеографические реконструкции геологических эпох фанерозоя, выполненные на достаточно обоснованном фактическом материале, как правило, являются главным обобщающим итогом исследований, дающим основные представления о генезисе отдельных толщ и возможном практическом их значении. Поэтому палеогеография стала одним из основных завершающих этапов литологических работ при изучении фанерозойских осадочных толщ. Иное дело при литологическом изучении докембрийских осадочно-метаморфических толщ.

Совсем недавно считалось, что при метаморфизме утрачиваются все признаки первичных горных пород и мы не можем восстановить ни одной палеогеографической обстановки докембрийских эпох. И тем не менее в связи с развитием осадочной геологии докембрия палеогеографическое изучение осадочно-метаморфических толщ становится одной из важнейших задач для понимания геологии древнейших этапов развития Земли. Впервые на необходимость постановки палеогеографических исследований в областях развития древних метаморфических толщ указывал Л. Б. Рухин (1959). Об этом же писали и другие исследователи. Успехи литологического изучения докембрийских метаморфических толщ, достигнутые в последние годы многими коллективами, позволяют считать возможными палеогеографические реконструкции докембрийских эпох, в особенности протерозойских. В отношении архея хотя и накоплено меньше данных в силу фрагментарности его распространения и меньшей изученности, задача построения палеогеографических карт архейских эпох также не безнадежна.

Выявленное в последнее 10-летие преобладающее распространение в докембрийских комплексах первично-осадочных образований, в которых наблюдается большее или меньшее количество первичных текстур и структур осадочных пород, сходство в целом химического состава исходных и метаморфизованных пород позволяет при литологическом изучении докембрийских осадочно-метаморфических толщ применять с поправками на метаморфизм методы литологии, фациального анализа, палеогеографических исследований, которые обычно используются геологами при изучении фанерозойских пород. Естественно, перед исследователями палеогеографии докембрия встает и целый ряд трудностей, связан-

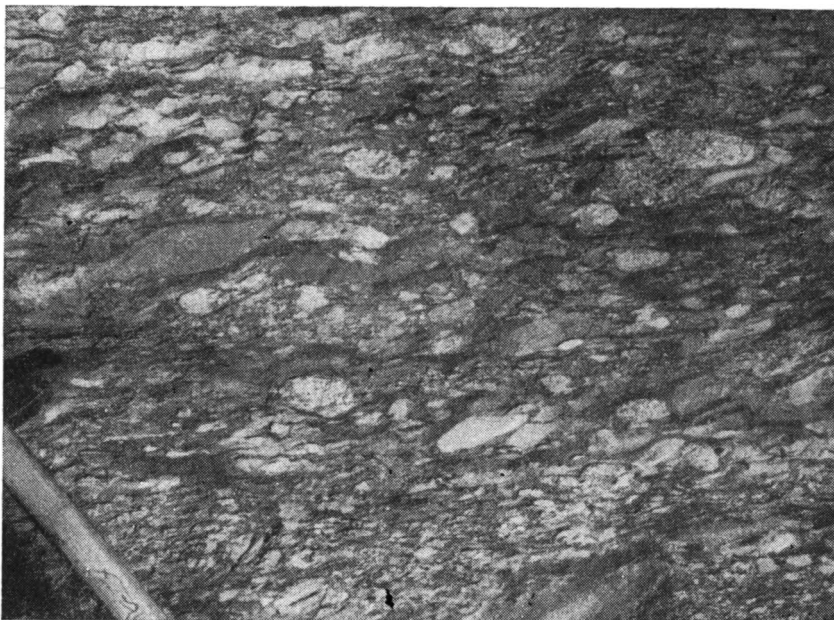
ных с разнообразными по форме проявления метаморфическими преобразованиями докембрийских осадочных пород. Прежде всего при этом приходится выяснять осадочные аналоги изучаемых метаморфических пород, т. е. «снять» метаморфизм. Хотя методы «снятия» метаморфизма ныне применяются достаточно широко, основные положения «перевода» метаморфических пород в исходные аналоги пока не разработаны.

Основой палеогеографических реконструкций фанерозоя и докембрия являются горные породы со всем комплексом содержащихся в них минералов, химических элементов и органических остатков, характеризующих осадконакопление того времени. В связи с этим в первую очередь возникает необходимость в выяснении типов осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, послуживших основой тех метаморфических образований, которые слагают сейчас гранитную оболочку земной коры. Эта задача может быть решена, если исходить из принципа единства в геологическом развитии земной коры от архея до фанерозоя включительно (Сидоренко, 1969, 1970) и при условии комплексного применения имеющихся, а также разработки и применения новых методов. В итоге это позволит судить о палеогеографических, палеотектонических и в целом историко-геологических особенностях любого отрезка далекого прошлого нашей планеты. Для ряда метаморфических комплексов докембрия (кварциты, метаконгломераты, гранулиты, кианитовые сланцы), которые детально изучались литологическими методами, в настоящее время установлено достаточное количество первичных реликтовых признаков, необходимых для палеогеографических реконструкций.

Представления об исключительности докембрия в общей геологической истории Земли не подтверждаются накопленным фактическим материалом. Протерозойские комплексы, по общему признанию, рассматриваются в едином плане с палеозойскими, и только архей для ряда исследователей остается вещью в себе. Большинство геологов придерживается принципа единства в эволюционном развитии Земли, однако остается еще одна группа исследователей, считающих, что условия осадконакопления и геологического развития докембрия, особенно архея, были исключительными (Лазько, 1969). Безусловно, они чем-то отличались от протерозойских и палеозойских, но, вероятно, не более, чем палеозойская история седиментации отличалась, например, от мезозойской или протерозойская от палеозойской. Разумеется, последующий метаморфизм докембрийских пород в большей или меньшей степени изменил облик пород, оставив тем не менее внутреннюю их сущность неизменной. Во всяком случае, чтобы судить обо всем этом, нужно прежде всего изучить осадочные породы докембрия и понять процессы, их сформировавшие. Только учитывая теорию принципиального эволюционно усложняющегося единства в развитии архея, протерозоя, фанерозоя, можно понять докембрий и всю историю развития Земли.

Опираясь на опыт наших работ на Кольском полуострове, Украинском щите, в Карелии и КМА, можно утверждать, что преобладающая часть докембрийских комплексов сложена метаморфическими породами, возникшими за счет осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, в различной степени преобразованных. Прорывающие эти толщи интрузивные тела занимают подчиненное положение и обычно четко отличаются от метаморфизованных осадочных пород, о которых и пойдет речь ниже. Отличие докембрийских метаморфизованных образований от фанерозойских заключается прежде всего в их метаморфизме, и мы сразу, с первого взгляда, например при полевых наблюдениях, не всегда можем определить первоначальный тип породы. Одни типы пород диагностируются очень трудно, другие легче.

Анализ стратиграфического разреза, например архея и нижнего протерозоя Кольского полуострова, показывает, что в его строении принимают участие различные типы осадочных и вулканогенно-осадочных по-



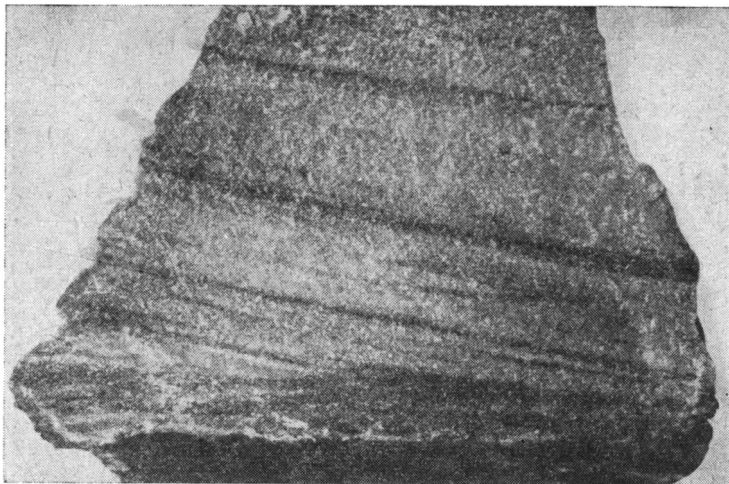
Фиг. 1. Обломочная структура конгломерата вороньютундровской свиты нижнего протерозоя из района оз. Колмозера на Кольском полуострове

род. Региональным метаморфизмом все они превращены в разнообразные по составу гнейсы и кристаллические сланцы, среди которых по реликтовым структурным и текстурным признакам, другим литологическим и геохимическим особенностям распознаются обломочные, глинистые, карбонатные, смешанные карбонатно-глинистые, железистые и другие группы и типы пород.

Наибольшую информацию для палеогеографических реконструкций дают кластогенные породы, среди которых наиболее легко и хорошо распознаются конгломераты и гравелиты (фиг. 1). При значительном распространении среди докембрийских толщ эти породы являются хорошими маркирующими горизонтами, сохраняющими свои первичные особенности при метаморфизме лучше многих других пород. Поэтому в конгломератах и гравелитах присутствует достаточно большое количество первичных текстур и структур, позволяющих обоснованно судить об условиях их накопления.

В зонах, где породы интенсивно дислоцированы, распознать их труднее. Все же, несмотря на то, что конгломераты хорошо сохраняют свои особенности даже при очень интенсивном метаморфизме, есть исследователи, которые либо не верят тому, что это конгломераты, либо пытаются объяснить их генезис иначе. Конгломераты — одна из наиболее информативно емких пород для палеогеографических реконструкций и восстановления геологической истории Земли, что было нами показано ранее (Сидоренко, 1963; Лунева, 1963; Сидоренко, Лунева, 1967; Лунева, 1972).

Олигомиктовые песчаники (кварцевые и полевошпатовые) очень четко проявляются во всех толщах и являются часто хорошо выдержанными опорными горизонтами. При любой степени регионального метаморфизма они превращаются в кварциты. Текстуры и структуры в них часто отчетливо видны, что позволяет не только легко их идентифицировать, но и тем самым иметь объективный материал для палеогеографических реконструкций. В зависимости от первичного состава обломков и цемента они могут содержать примесь слюдястого материала, хлорита, полевого шпата, силлиманита, графита, граната. Почти всегда в них сохра-

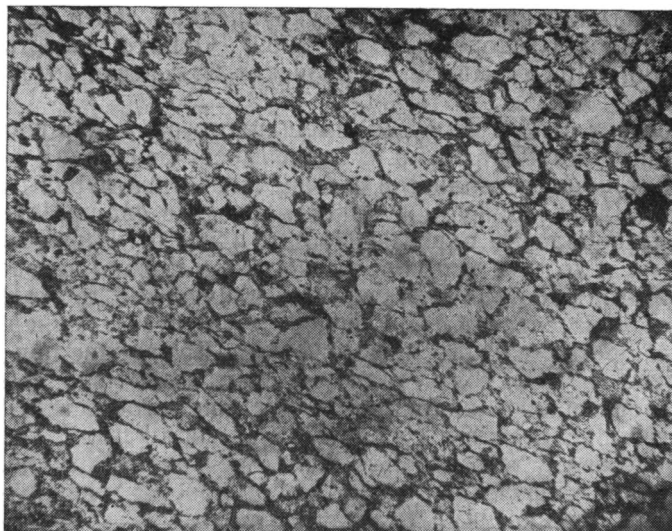


Фиг. 2. Косая слоистость в кварцитах рижгубской свиты нижнего протерозоя из района г. Мончегорска (Кольский полуостров)

няются реликтовая слоистость (косая и горизонтальная) (фиг. 2) и обломочная структура (фиг. 3). В основном состав их при метаморфизме не меняется, но все же их путают с вторичными кварцитами.

Песчаники полимиктовые (аркозы и граувакки) превращены процессами метаморфизма в различные гнейсы и кристаллические сланцы в зависимости от исходного состава пород. Обычно в них хорошо сохраняется горизонтальная и косая слоистость и реликты обломочной структуры. Последнее позволяет однозначно отличать такие породы от сходных, возникших за счет карбонатно-глинистых, глинистых или туфогенно-глинистых осадков. Без тонкого всестороннего изучения сразу как тип породы они могут быть и не распознаны (фиг. 4).

Глинистые породы в результате регионального метаморфизма превращаются в разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы также в



Фиг. 3. Обломочная структура в кварците рижгубской свиты. Без анализатора,  $\times 30$





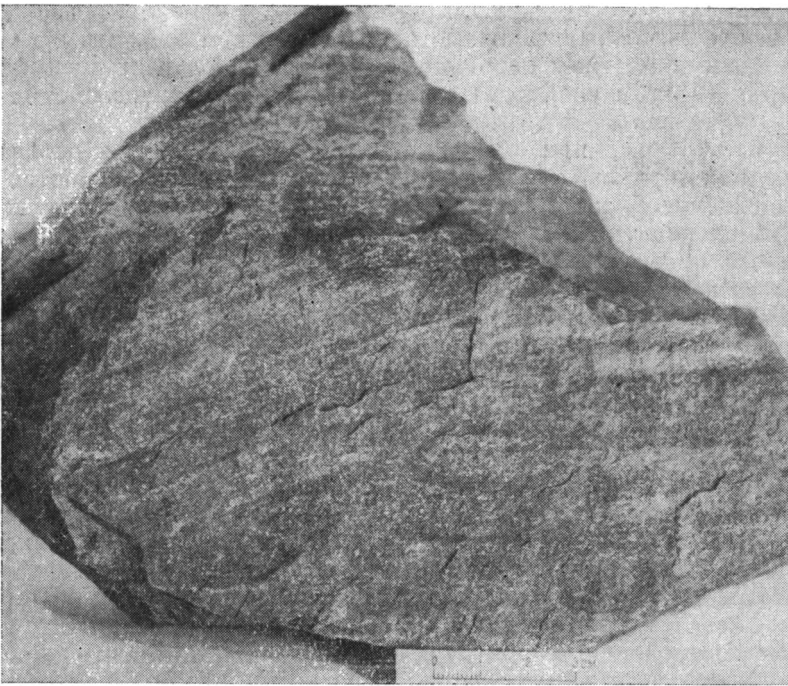
Фиг. 4. Косая слоистость в амфиболовом гнейсе (за счет грауваки) имандра-варзугской серии нижнего протерозоя из района оз. Пурнач (Кольский полуостров)

зависимости от исходного состава метаморфизирующегося глинистого вещества и термодинамических условий. При этом внешнее разнообразие возникающих метаморфических пород гораздо большее, чем у исходных, вследствие многообразия внешне различных метаморфических минералов — слюд, граната, кианита, ставролита, силлиманита, амфиболов и др. В этом случае требуется еще более скрупулезное изучение пород с привлечением широкого круга методов для решения вопроса об исходных аналогах.

Карбонатные породы среди метаморфических толщ распознаются легко благодаря тому, что минеральный состав их в процессе прогрессивного регионального метаморфизма практически не меняется. Происходит лишь перекристаллизация обычно с укрупнением зерен тех же карбонатных минералов (Сидоренко и др., 1969). Однако существует группа пород, объединяемая термином «карбонатиты», генезис которых пока до конца не ясен.

Иначе обстоит дело с породами смешанного ряда: карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными. В зависимости от состава и количества терригенной примеси и глинистой составляющей эти породы могут быть преобразованы в кальцифиры и кристаллические сланцы основного состава или разнообразные параамфиболиты (фиг. 5). Решить в этом случае, каков был исходный тип породы, не менее сложно вследствие большого разнообразия состава исходных типов пород и содержащихся в них примесей, что способствует возникновению множества минеральных видов в процессе регионального метаморфизма. Возникшие при этом минералы (пироксены, амфиболы, гранаты) настолько мало соответствуют нашему представлению, например, о мергеле (его составе и внешнем виде), что для определения и доказательства типа исходной породы приходится использовать весь арсенал геологических, геохимических, литологических, петрографических и прочих методов (Сидоренко и др., 1971; Сидоренко и др., 1972).

Соли и соленосные осадки среди докембрийских комплексов не установлены, и хотя твердо доказанных метаморфических аналогов солей еще нет, существует предположение, что в результате регионального ме-



Фиг. 5. Косая слоистость в амфиболите полмостундровской свиты нижнего протерозоя (Воронья тундры, Кольский полуостров)

таморфизма и ультраметаморфизма соли и соленосные осадки могли быть превращены в щелочные кристаллические сланцы, гнейсы, граниты, анортозиты, сиениты. Свидетельством засоленности и загипсованности древних терригенно-карбонатно-глинистых осадков является часто значительное содержание в них  $SO_3$ , Cl, B и др. (скаполит, турмалин).

Древнейшие «углистые» и графитовые сланцы, кварциты и шунгиты можно считать аналогами фанерозойских каустобиолитов. Распознаются они легко, так как углеродистое вещество при любом метаморфизме меняет лишь свои полиморфные модификации. В последние годы установлено широкое распространение углеродистого вещества среди докембрийских комплексов различных регионов, его существенный удельный вес в древнейших осадках, сравнимый с таковым среди фанерозойских толщ. Установлено также, что докембрийское углеродистое вещество могло быть источником углеводородов и что генезис нефти и природного газа следует рассматривать и в связи с развитием древнейшего живого вещества (Сидоренко, Сидоренко, 1968, 1970):

Железистые и кремнисто-железистые осадки также легко распознаются при любой степени регионально-метаморфических преобразований пород, ввиду того что их главные породообразующие минералы (магнетит, кварц) устойчивы в условиях любых фаций регионального метаморфизма.

Из изложенного следует, что имеется достаточно объективный материал для суждения о палеогеографических условиях осадконакопления в докембрии. Однако по сравнению с аналогичными исследованиями фанерозойских осадочных комплексов мы сталкиваемся с необходимостью скрупулезного изучения метаморфизма, реликтовых текстурных и структурных признаков пород, их петрохимических особенностей, с необходимостью перевода метаморфических пород в свои первичные осадочные аналоги, т. е. «снятием» метаморфизма. Только тогда, используя

весь комплекс геологических, литологических, минералогических, петрографических и геохимических методов, мы можем выявить среди метаморфических толщ типы первично-осадочных пород и их специфические особенности (в том числе сходства и отличия от фанерозойских аналогов).

Таким образом, при изучении палеогеографических особенностей древних докембрийских эпох предметом исследования являются в разной степени преобразованные метаморфические породы. Цель их изучения — выявление типов первично-осадочных пород. После этого можно использовать известные пути и методы литологии, фациального анализа и палеогеографии, которые обычно применяются литологами при изучении фанерозойских толщ.

Для выявления исходных типов пород могут быть применены в целом общеизвестные следующие методы исследования.

Во главу угла должны быть поставлены прежде всего геологические методы — изучение типов метаморфических пород, их парагенезисов, последовательности их напластования, типов слоистости и других текстур, реликтовых структур, составление разрезов, их сопоставление. Все это наиболее полно вскрывается при геологическом картировании. Большую помощь для понимания генезиса метаморфических комплексов, как показали специальные исследования, оказывает аэрофотодешифрирование метаморфических комплексов Докембрия.

Последнее позволяет установить форму геологических тел, пространственные соотношения пород и их взаимные переходы, что процессами метаморфизма может быть сильно замаскировано. Как палеогеографические реконструкции фанерозоя требуют прежде всего тщательного изучения состава пород, так и для палеогеографии докембрия необходимо петрографическое изучение типов метаморфизованных пород.

Чтобы воспользоваться всем арсеналом современных методов палеогеографических исследований, необходимо прежде всего выяснить, каким осадочным породам, типам пород эквивалентны изучаемые метаморфические производные. При этом возникает еще одна большая трудность — отсутствие хорошо разработанной генетической классификации метаморфических пород.

Литологические исследования пород разного состава показывают, что в процессе региональных метаморфических преобразований исходное вещество породы не только сохраняет свои первичные текстуры, а часто и структуры, но и не перемещается из одного слоя в другой. В зависимости от исходного состава пород и термодинамических условий возникают те или иные минеральные ассоциации. Регионально-метаморфические преобразования в породе, как правило, идут изохимическим путем; происходит перестройка минерального состава в пределах одного слоя, слоя, пласта. Поэтому при данных термодинамических условиях вырабатываются такие равновесные минеральные ассоциации, которые возможны, исходя из первичного состава породы в этом слое, слое, пласте. Усреднения, гомогенизации метаморфизирующегося гетерогенного осадочного материала при региональном метаморфизме, кроме ультраметаморфизма, как правило, не происходит. Этот вывод мы не распространяем на другие типы метаморфизма, где главным был привнос вещества, не свойственного составу метаморфических толщ (диафторез, контактный метаморфизм и т. п.).

Многообразие докембрийских метаморфических пород и слагающих их минеральных ассоциаций обусловлено в первую очередь разнообразным исходным минеральным и химическим составом осадочных пород, подвергшихся метаморфизму (Сидоренко, Лунева, 1972). Однообразные по химическому и минеральному составу осадочные породы при метаморфизме дают однообразные по минеральным ассоциациям метаморфические породы, характеризующиеся одними и теми же минеральными

ассоциациями в различных термодинамических условиях, в различных фациях метаморфизма.

Только в процессе ультраметаморфизма могут образовываться более или менее однородные массы (массивы) ультраметаморфических пород (гранито-гнейсы, граниты, анортозиты, чарнокиты, габбро, нориты), но и они обычно обладают пластообразной формой тел, за исключением анатектических перемещенных масс, которые в сущности могут рассматриваться уже как собственно магматические образования.

Особенности минералов переменного состава (пироксены, амфиболы, биотит, гранаты) обнаруживают прямую зависимость от исходного состава осадочной породы — в разных слоях и слойках их свойства различны даже в пределах штуфа или шлифа.

Таким образом, изучая петрографические особенности и метаморфизм докембрийских пород, можно получить информацию не только о процессах преобразования вещества осадочной породы, но и о бывшем осадочном веществе — его составе и литологических особенностях.

Существенное значение для палеогеографических реконструкций докембрия имеет применение геохимических и изотопных методов — различные способы пересчета химического состава пород, определения соотношения петрогенных и малых элементов, определения степени обогащения минералов тяжелыми или легкими изотопами, что позволяет получить количественную характеристику особенностей состава исходной породы и особенностей древнейшего осадконакопления.

Минералогические методы применительно к метаморфическим породам помогают раскрыть процессы метаморфического превращения вещества. Кроме того, минералы тяжелой фракции терригенных пород и терригенной примеси в других типах пород позволяют однозначно судить об условиях образования толщи. Изучение циркона, монацита, рутила, граната и других устойчивых тяжелых минералов оформилось, например, в самостоятельный метод определения генезиса даже глубококоматоморфизованной породы, характера переноса материала, условий его существования при диагенезе и метаморфизме. Особенно полно разработан так называемый цирконовый метод изучения метаморфических толщ. Указанные методы, являющиеся классическими для литологии фанерозоя, составляют основу и для понимания литологии и палеогеографии докембрия.

В настоящее время нами начаты работы с применением методов электронной микроскопии для расшифровки тонкой структуры осадочно-метаморфических толщ. Хотелось бы обратить внимание на новые огромные возможности, которые открывают эти методы геологам при изучении не только отдельных минералов, но и пород в целом. Электронно-микроскопическое изучение метаморфических пород (так называемые методы электронной петрографии) и породообразующих минералов поможет понять сущность их метаморфических изменений, а также на совершенно новом уровне изучать литологические особенности пород — типоморфные особенности слагающих их породообразующих и акцессорных минералов. Исследования поведения, форм выделения, состава, парагенетических соотношений и процессов возникновения и преобразования этих минералов с помощью не только оптических, но и электронно-микроскопических методов позволяют по-новому осветить проблему фаций регионального метаморфизма и получить дополнительную информацию о литологических особенностях исходных осадочных пород, которую получить другими методами невозможно.

Первые результаты изучения кварцитов КМА методами просвечивающей и растровой электронной микроскопии, проведенные в Лаборатории литологии докембрия Геологического института АН СССР Г. С. Грицаенко, М. И. Ильиным и В. И. Васильевым, оказались чрезвычайно интересными. В цементе кварцитов они обнаружили мелкие (раз-

мером 0,06—0,1 мм) окатанные зерна циркона (фиг. 6), монацита, новообразования анатаза, пирита, халькопирита. Оказалось возможным увидеть результаты процессов, недоступные наблюдению с помощью классических методов оптической петрографии. Например, в окатанном зерне циркона хорошо видны трещины. Одна из них уже заполнена веществом цементирующей породы (кварц, слюда), вторая открытая. По-видимому, это результат одновременных дислокаций в связи с повторными деформациями толщи пород.



Фиг. 6. Обломочное окатанное зерно циркона в кварцитах курской серии нижнего протерозоя КМА

Снято с помощью сканирующего электронного микроскопа,  $\times 750$

ми деформациями толщи пород. В настоящее время нами начато изучение породообразующего обломочного кварца в кварцитах КМА и Кольского полуострова с целью выяснения изменений его типоморфных особенностей в процессах метаморфизма. Изучается новообразованный и перераспределенный кварц в цементе этих же кварцитов.

Таким образом, с помощью перечисленных методов можно с достоверностью установить типы осадочных пород, подвергшихся последующим метаморфическим преобразованиям. Тем самым мы получаем возможность применить к докембрийским комплексам методы фациального анализа и палеогеографических исследований.

Опыт по изучению осадочной геологии докембрия показывает, что в настоящее время проблема палеогеографии докембрия назрела: имеется достаточный фактический материал для палеогеографических реконструкций и разработаны необходимые методы. Накоплен достаточно обширный ма-

териал для восстановления палеогеографических обстановок отдельных периодов не только протерозоя, но и архея щитов. Эти палеогеографические реконструкции на первых порах носят фрагментарный характер, но ведь и для многих периодов фанерозоя мы также не имеем полной картины палеогеографических условий.

Для восстановления истории осадконакопления и палеогеографических картин геологического прошлого в пределах фанерозоя большой интерес представляют, в частности, терригенные породы (Батурин, 1947), ввиду того что к ним наиболее применим принцип актуализма. Палеогеографические реконструкции докембрия мы начинали также с терригенных пород. Это обусловлено тем, что метаморфизованные обломочные породы достаточно широко распространены в протерозое и архее, наиболее легко выделяются при картировании и часто являются хорошими опорными горизонтами, хорошо сохраняются при метаморфизме и поэтому несут достаточно большое количество информации об условиях их накопления, образованы процессами механогенеза, которые, как известно, были наименее подвержены эволюции за геологическую историю. В связи с этим применение принципа актуализма и сравнительно-

литологического метода к докембрийским терригенным породам наиболее обосновано.

Автор в течение многих лет изучал такие широко распространенные кластогенные породы, как кварциты, гнейсы, конгломераты в различных районах распространения докембрия. Накопленный материал дает возможность провести некоторые палеогеографические реконструкции и наметить пути разработки принципов палеогеографии. Эти исследования освещены в ряде статей (Сидоренко, Лунева, 1958, 1961, 1967; Лунева, 1963, 1972). Обобщая результаты ранее изученных метаобломочных пород (кварциты, гнейсы), можно считать, что они по характеру слоистости, другим текстурам и структуре дают возможность определить направление приноса материала в области седиментации, степень выветрелости его и характер выветривания в областях питания, характер среды переноса материала и динамику переноса, условия осадконакопления.

Еще более богатую информацию о палеогеографических условиях дают конгломераты. Кроме перечисленных выше палеогеографических условий они дают возможность судить о рельефе и тектонических условиях питающих провинций, характере выветривания не только в целом, но и отдельных типов пород, что дает более достоверные данные для суждения о палеоклимате, определять направления приноса материала и непосредственно сопоставлять по составу обломки в конгломератах с отдельными коренными выходами этих пород в областях питания.

Таким образом, обломочные породы докембрия позволяют, с одной стороны, судить о процессах механических (механическое выветривание), с другой — о процессах химического выветривания. Но несравненно большую информацию о процессах химического выветривания в древнейшие докембрийские эпохи дает нам изучение кор выветривания, являющихся прекрасным объектом для решения многих вопросов осадочной геологии докембрия.

Метаморфизованные коры выветривания довольно распространены в отложениях докембрия (Сидоренко, Чайка, 1970). Детальное изучение их в протерозое Карелии (Корякин, 1967; Негруца, 1971) и на Алдане (Головенко, 1966) показало, что метаморфизованные продукты выветривания дают хорошую информацию о палеорельефе и палеоклимате отдельных эпох докембрия. Процессы выветривания и осадочная дифференциация продуктов выветривания приводили к накоплению химически зрелых осадков, таких, как кварцевые песчаники (кварциты) и глиноземистые глины (кианитовые, силлиманитовые и другие кристаллические сланцы и гнейсы), которые можно в ряде случаев рассматривать в качестве переотложенных продуктов коры выветривания, наряду с непременной корой выветривания присутствующих в разрезах почти всех регионов развития докембрия. Изучение продуктов выветривания среди докембрийских комплексов пород дает нам возможность судить также о палеорельефе и обуславливающей его палеотектонике.

В настоящее время имеются фрагменты палеогеографических реконструкций, опирающиеся на данные литологического изучения осадочно-метаморфических толщ докембрия. И. В. Бельков (1963) сделал попытку раскрыть палеогеографические условия формирования кианитовых сланцев Кейв. Подробный разбор палеогеографических условий накопления конгломератов Карелии дал В. З. Негруца (1963). Н. А. Плаксенко (1966) раскрыл условия накопления железистых кварцитов КМА. Условия накопления пород ятулия Карелии описал В. А. Соколов и др. (1970).

Даже для таких высокометаморфизованных пород, какими считаются гранулиты, возможны палеогеографические реконструкции. Проведенное нами комплексное изучение архейских гранулитов Кольского полуострова (Сидоренко и др., 1971) показало, что первоначально это

были терригенно-глинистые, глинистые и карбонатно-глинистые осадки, иногда богатые органическим веществом, иногда засоленные. Они отлагались в обширных, вероятно, морского типа мелководных бассейнах и лагунах. Климат того времени, вероятно, был жаркий и влажный. Тектонический режим областей размыва спокойный, о чем говорит, в частности, тонкообломочный характер осадков.

Таким образом, приведенный материал показывает, что имеются необходимые предпосылки для палеогеографических реконструкций докембрия по осадочно-метаморфическим породам. Палеогеография докембрия становится теперь одной из первоочередных задач изучения допалеозойской истории развития Земли. В настоящее время литологическими исследованиями древних осадочно-метаморфических толщ накоплено достаточно информации для того, чтобы в полном объеме ставить задачу широких палеогеографических реконструкций всего протерозоя. Небезопасна разработка палеогеографии архея, сначала, может быть, для его частей, а затем и создание более полной картины.

Восстановление палеогеографических условий докембрийской седиментации, надо полагать, даст очень много для корреляции отдельных стратиграфических горизонтов по единым палеоклиматическим признакам и сопоставления разных щитов между собой. Следует обратить внимание и на то, что недостаточная разработанность палеогеографии докембрия сдерживает его изучение, его периодизацию, понимание эволюции геологических процессов.

Следует также обратить внимание на то, что главным сдерживающим фактором развития палеогеографии докембрия является слабая разработка стратиграфии метаморфических комплексов. Конечно, это самостоятельная задача, в решении которой должны участвовать прежде всего стратиграфы, использующие методы абсолютной геохронологии, а иногда и палеонтологии; в ее разработку определенный вклад могут внести также литологи и палеогеографы. В связи с этим разработка стратиграфии докембрия, как нам представляется, должна идти параллельно с изучением литологии и палеогеографии докембрия. Стратиграфия и палеогеография докембрия в какой-то мере должны изучаться с учетом опыта исследования немых толщ, где на первом плане стоят, как известно, литологические и минералогические методы исследования.

Палеогеография докембрия должна развиваться не только как синтез знаний по литологии и учению о фациях, как это имеет место в случае фанерозойской истории развития Земли, но и базироваться на учении о метаморфизме и петрографии метаморфических пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батури́н В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Головенок В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, в. 1. М., «Недра», 1966.
- Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, в. 2. М., «Недра», 1967.
- Лазько Е. М. Особенности осадкообразования в догеосинклинальный этап развития земной коры.— Геол. ж., 1969, т. 29, в. 3.
- Лу́нева О. И. Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова.— Сов. геология, 1963, № 12.
- Лу́нева О. И. Роль конгломератов в изучении докембрия Русской платформы.— Тез. докл. 2-го петрограф. совещ. по Европ. части СССР. Воронежский ун-т, 1972.
- Негрусца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии.— Сов. геология, 1963, № 7.
- Негрусца Т. Ф. Докембрийские коры выветривания в карельских образованиях Северо-Восточной Карелии.— Вестн. ЛГУ, № 24, 1971.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронежский ун-т, 1966.

- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 186, № 1.
- Сидоренко А. В. Основные проблемы литологического изучения докембрия.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., «Наука», 1970.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. О слоистых текстурах в метаморфических толщах Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 1.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова).— Сов. геология, 1967, № 6.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— Сов. геология, 1972, № 6.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1971, т. 198, № 5.
- Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 189, № 6.
- Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 183, № 1.
- Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитосодержащих толщ.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1970, т. 192, № 1.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.
- Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Светов А. П., Сацук Ю. И., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, в. 6. Петрозаводск, 1970.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
4.VII.1972



УДК 551.8+553.64

**ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ РУД ВАНАДИЯ И ФОСФОРА В КАРАТАУ**

*В. Н. ХОЛОДОВ*

Доказывается стратиграфическое единство курумсакской ванадиеносной свиты Большого Каратау и чулактауской фосфоритоносной свиты Малого Каратау. Описываются типы пород, типы разрезов курумсакско-чулактауских отложений и рассматриваются условия их образования.

**ВВЕДЕНИЕ**

В предыдущих статьях было показано, что в вендско-кембрийских отложениях Евразии пластовые фосфориты часто ассоциируются с рудопроявлениями ванадиеносных фтанитов (сланцев), осадочными рудами железа и марганца, доломитами, ортокварцитами и тиллитоподобными породами (Холодов, 1970<sub>1,2</sub>). Среди этого парагенетического сочетания горных пород и руд особое место занимают фосфориты и черные, углеродисто-кремнистые фтаниты, содержащие повышенные количества V, Cr, Mo, Co, Ni, Pb, Ag и других редких металлов. Эти образования распространены гораздо шире всех остальных членов сообщества, постоянно сопутствуют друг другу в разрезе и на площади и, по-видимому, более тесно связаны между собой генетически.

Фациальные взаимоотношения, литолого-геохимические особенности и условия образования пластовых фосфоритов и ванадийсодержащих фтанитов были изучены нами в хребтах Большой и Малый Каратау и в западном окончании Терской Алатау (Тянь-Шань). Результаты этих многолетних исследований и представляют собой содержание публикуемой статьи.

Геологическое строение хребта Каратау и Джебаглинских гор было описано в работах В. В. Галицкого, М. В. Гзовского, С. Г. Анкиновича, Н. И. Николаева, Г. И. Макарычева и др. Хребет Каратау рассматривается этими авторами как крупный мегантиклинорий, геологическое развитие которого завершилось в период герцинского тектогенеза; в строении его принимают участие протерозойский, каледонский и герцинский комплексы пород, разделенные угловыми несогласиями.

Важным элементом палеозойской структуры региона является Главный Каратауский разлом, длительность существования которого была доказана многими авторами (Пейве, 1948; Макарычев, 1957; Суворов, 1968 и др.). Это нарушение разделяет хр. Каратау на две области с резко различной историей развития. К северо-востоку от разлома расположен антиклинорий Малого Каратау, геосинклинальное развитие которого завершилось в ордовике. Герцинские движения в этом районе проявились слабо, а магматизм и вулканизм этого времени практически отсутствовали.

К юго-западу от Главного разлома находится область, охватывающая горную часть Большого Каратау и Джебаглинские горы. Здесь извест-

ны крупные участки, в пределах которых геосинклинальный режим сохранился до среднего карбона включительно. В этой части района кроме докембрийских и каледонских движений имела место интенсивная герцинская складчатость, которая была для него завершающей. Здесь поэтому широко развиты интрузии герцинского возраста.

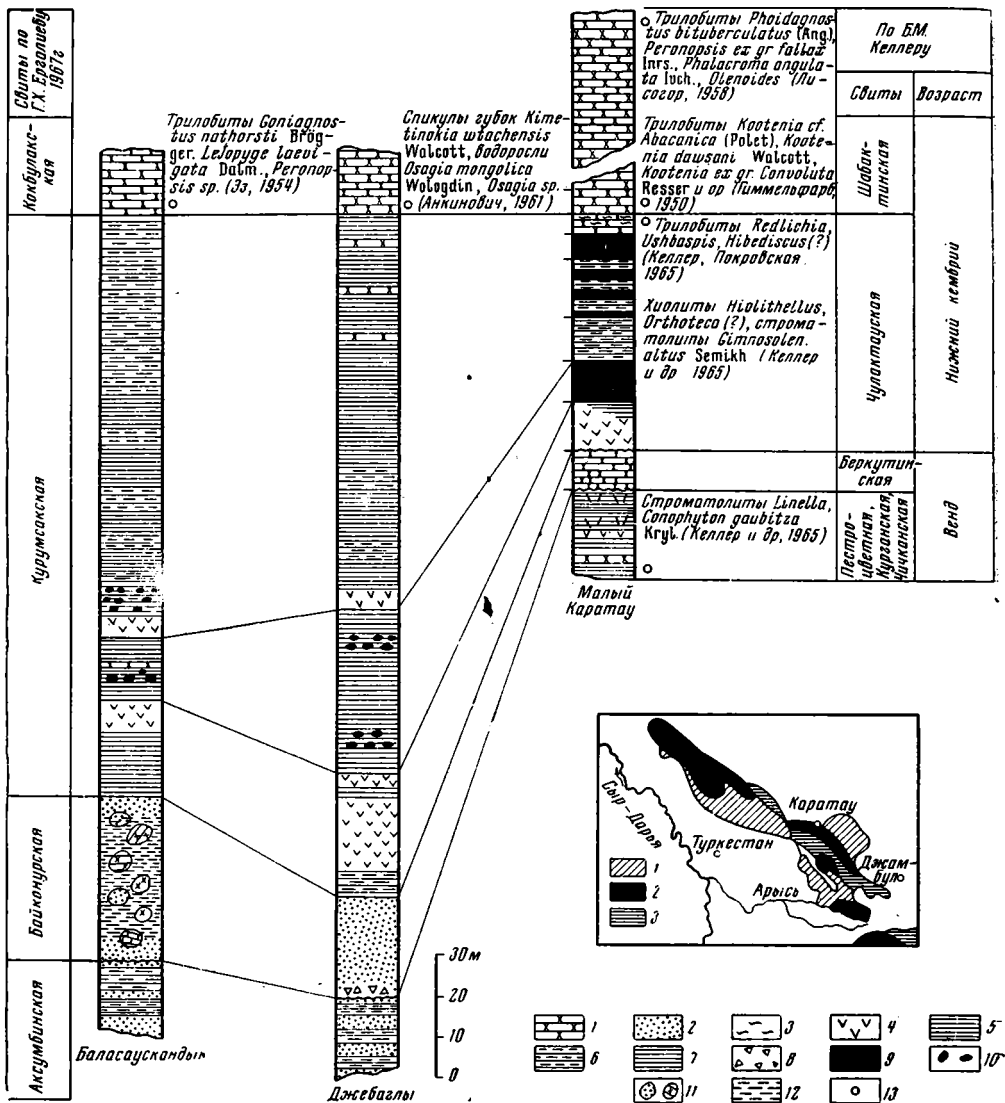
#### О СОПОСТАВЛЕНИИ РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗНЫХ РАЙОНОВ ХРЕБТА КАРАТАУ

Вендско-кембрийские отложения, с которыми связаны интересующие нас пластовые фосфориты и ванадиеносные фтаниты, обнажаются в трех разобренных между собой частях герцинского антиклинария: в северо-западном Каратау (месторождение Баласаускандык), в Таласском Алатау (месторождение Джебаглы) и прилегающих районах Байджансайского антиклинария, а также в Малом Каратау (месторождения Каратауского фосфоритоносного бассейна) (фиг. 1). Стратиграфическое сопоставление вендско-кембрийских толщ всего региона в целом было намечено А. В. Пейве (1948), Г. И. Макарычевым (1957) и С. Г. Анкиновичем (1961). Позднее к представлениям этих исследователей присоединился и автор данной работы (Холодов, 1968).

Стратиграфическое единство курумсакской ванадиеносной свиты Большого Каратау и чулактауской фосфоритоносной свиты Малого Каратау (фиг. 1) хорошо обосновывается литологическим и палеонтологическим сходством покрывающих и подстилающих древних толщ, находками фауны трилобитов в основании кокбулакской и тамдинской свит, а также тождеством в литологическом составе и строении самих рудоносных отложений обоих районов. Действительно, в основании кокбулакской свиты Центрального Каратау, в верховьях р. Арпаозен в 1956 г. В. В. Эз собрал в известняках фауну трилобитов, среди которых Н. В. Покровская определила *Lejopyge laevigata* (Dalm), *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Peronopsis* sp. (Макарычев, 1957). Две первые формы указывают на принадлежность вмещающих их отложений к верхней части среднего кембрия, и, таким образом, вряд ли подстилающая их курумсакская ванадиеносная свита могла оказаться древнее среднего кембрия.

В Малом Каратау, на р. Коксу, в нижней части тамдинских карбонатных, отложений, в 10 м выше кровли фосфоритоносной чулактауской свиты, П. Л. Безруков и др. (1940), а также Б. М. Гиммельфарб (1950) обнаружили многочисленные остатки трилобитов рода *Kootenia*—*Kootenia abacanica* (Polet), *Kootenia dawsoni* Walcott, *Kootenia* ex gr. *convoluta* Resser. Эти находки свидетельствовали о возрастной близости низов тамдинской карбонатной толщи и кокбулакской карбонатной свиты Большого Каратау и позволили их отнести к среднему кембрию. В связи с отсутствием заметного перерыва в основании карбонатных отложений подстилающая их в Малом Каратау чулактауская фосфоритоносная свита оказывалась синхронной с ванадиеносной курумсакской свитой Большого Каратау, а беркутинские доломиты логично было сопоставить с байконурскими тиллитоподобными породами, хотя эта часть кембрийского разреза фаунистически не была охарактеризована.

При фациально-литологическом сравнении этих свит следует иметь в виду, что в основании байконурской свиты северо-западных районов Большого Каратау и Джебаглинских гор часто проявляются разрыв и угловое несогласие; очень сходные взаимоотношения наблюдаются между беркутинскими доломитами Малого Каратау и подстилающими их каройскими отложениями. В байконурских тиллитоподобных породах широко распространены слои и линзы доломитов со следами подводно-оползневых деформаций; для этого же интервала весьма типичны доломитовые глыбы, обломки, гальки и эрратические валуны, беспорядочно включенные в тонкий сланцевый цементирующий материал. Все эти осо-



Фиг. 1. Стратиграфическое сопоставление вендско-кембрийских отложений хр. Каратау и Джебаглинских гор.

Условные обозначения к карте: 1 — Pz<sub>2+3</sub>; 2 — Pz<sub>1</sub>+V; 3 — Pст. 1 — карбонатные породы; 2 — песчаники; 3 — марганцевые руды; 4 — кремнистые фтаниты; 5 — углеродистые фтаниты; 6 — глинистые фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы; 7 — туффиты; 8 — конгломерато-брекчии; 9 — пластовые фосфориты; 10 — желваковые фосфориты; 11 — глыбы доломитов; 12 — глинистые сланцы; 13 — места сбора фауны

бенности позволяют сопоставлять байконурскую свиту с беркутинскими доломитами Малого Каратау, которые также несут на себе следы подводных оползней и обвалов в виде дисгармоничной складчатости, следов пластических деформаций и глыбовых брекчий (Холодов, Корякин, 1960; Бродская, Холодов, 1965; Холодов, Корякин, 1968).

В вышележащей курумсакской свите Большого Каратау и Джебаглинских гор (фиг. 1) дважды чередуются кремнистые безрудные и ванадиеносные углисто-глинистые или углисто-глинисто-карбонатные фтаниты. Вследствие этого разрез свиты повсеместно имеет четырехчленное строение. Это чрезвычайно напоминает строение наиболее полных разрезов чуламтауской свиты Малого Каратау, где снизу вверх обычно обнаружива-

ется следующая последовательность: кремни — фосфориты — кремни (фтаниты) — фосфориты.

Имеются и другие признаки сходства в строении чулактауской свиты Малого Каратау и курумсакской свиты Большого Каратау. Так, в углесто-глинистых ванадиеносных фтанитах Баласаускандыка и Джебаглинских гор широко распространены мелкие желваки фосфоритов, которые хорошо сопоставляются с пластовыми фосфоритами Малого Каратау. В наиболее полных разрезах чулактауской свиты Малого Каратау, в пределах месторождений Коксу, Джанытас, Ак-Джар, Учбас и др., многими исследователями была описана пачка кремнисто-глинистых опоквидных сланцев мощностью до 30 м, разделяющая верхний и нижний горизонты пластовых фосфоритов. Бурение скважин, осуществленное в последние годы в пределах месторождений Коксу и Джанытас, позволило установить, что на глубине эти кремнисто-глинистые сланцы замещаются типичными ванадиеносными фтанитами, очень сходными с фтанитами курумсакской свиты (Холодов, 1970<sub>3</sub>).

Изучение распределения элементов-примесей, выполненное с помощью мокрого химического анализа и полярографии в соответствующих лабораториях ИМГРЭ АН СССР и МГ СССР, показало, что во фтанитах Малого Каратау накапливались V, Pb, Mo, а данные количественного спектрального анализа позволяют присовокупить к этому перечню Co, Ni, Cr и отчасти Cu. Как известно, именно этот набор элементов типичен для фтанитов Большого Каратау.

В последнее время вопрос о возрасте рудоносных чулактауско-курумсакских отложений несколько усложнился в связи с работами Б. М. Келлера и др. (1965), Б. М. Келлера, Н. В. Покровской (1965), а также Г. Х. Ергалиева (1967 г.).

Группа исследователей во главе с Б. М. Келлером и В. Г. Королевым обнаружила в нижней части тамдинских доломитов района Коксу (Малый Каратау) в нескольких метрах выше кровли чулактауской свиты трилобиты родов *Redlichia*, *Ushbaspis* и *Hibediscus* (?), которые позволяют сопоставлять фосфоритоносную толщу только с верхами алданского или низами ленского яруса нижнего кембрия Сибири. Кроме того, в железо-марганцевых рудах верхней части чулактауской свиты ими были обнаружены хиолиты родов *Orthotheca* (?) и *Hyolithellus*, по определению В. В. Миссаржевского близкие к хиолитам кинядинского горизонта алданского яруса, а в фосфоритах встречены онколиты и катаграфии, определенные З. А. Журавлевой как *Osagia monolamellosa* Zhur., *Osagia minuta* Zhur. и *Vesicularites bothrydioformis* (Красноярск); эти формы обычны для венда и заходят иногда в нижний кембрий.

Опираясь на эти данные, Б. М. Келлер, В. Г. Королев и др. предложили понизить в возрасте верхнюю границу чулактауской свиты в Малом Каратау, отнеся ее к нижнему кембрию, а свиту беркутинских (нижних) доломитов — к венду. Таким образом, фосфориты Малого Каратау оказались одного возраста с фосфоритами Китая (Бушинский, 1966).

Следует, однако, подчеркнуть, что принятые стратиграфические коррелятивы не изменили относительного положения вендско-кембрийских свит; можно считать, что курумсакская свита Большого Каратау и Джебаглинских гор, как это и показано на фиг. 1, является стратиграфическим эквивалентом чулактауской, фосфоритоносной свиты Малого Каратау. В дальнейших построениях мы будем говорить о курумсакско-чулактауских отложениях, широко распространенных на всей исследуемой нами территории. Курумсакско-чулактауские отложения подстилаются байконурской свитой тиллитоподобных пород в Большом Каратау и Джебаглах и беркутинской свитой доломитов в Малом Каратау; на них с весьма постепенным переходом, реже со скрытым несогласием, залегают карбонатные породы кобулакской свиты в Большом Каратау и карбонатные отложения тамдинской свиты — в Малом Каратау.

## ТИПЫ ПОРОД КУРУМСАКСКО-ЧУЛАКТАУСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Описанию пород, слагающих курумсакско-чулактауские отложения, были посвящены работы П. Л. Безрукова, А. И. Смирнова, Мэн Сян-хуа, Б. М. Гиммельфарба и А. М. Тушиной, С. Г. Анкиновича, А. И. Смирнова и А. М. Тушиной, А. М. Тушиной, К. Т. Табылдиева, Т. Д. Джумалиева и др. Среди образований, сохранивших свои первичные седиментационно-диагнетические особенности и не испытавших существенных метаморфических, гипергенных или катагенетических воздействий, наиболее распространены фосфориты, фтаниты и спонголиты; реже встречаются доломиты, железо-марганцевые руды и терригенные образования (песчаники и алевролиты).

Фосфориты обычно представляют собой плотные породы серого, темно-серого и коричнево-серого цветов, залегающие в виде правильных пластов и линз. Они распространены в разрезах фосфоритоносного бассейна Малого Каратау. Для них характерна грубая слоистость и широкое развитие обломочных структур, причем в зависимости от размеров фосфоритовых (реже кремневых) обломков, сцементированных фосфатным или карбонатным цементом, в них различают конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты.

Среди кремнисто-фосфоритовых конгломерато-брекчий выделяются две разновидности.

Первая слагается остроугольными или палочковидными обломками фтанитов, спонголитов и фосфоритов, сцементированными карбонатным, фосфоритовым или кремнистым цементом (фиг. 2, а). Линзы таких пород обычно залегают в глубоких промоинах («каналах»), врезанных в толщу подстилающих отложений. Непосредственной причиной их формирования, по-видимому, являлись волнения и течения воды в приливно-отливной зоне. Они встречены в разрезах месторождений Герес, Карашат, Джилан и в обнажениях долины Малого Кароя.

Вторая разновидность конгломерато-брекчий образуется хорошо окатанными, эллипсоидальными обломками кремнистых пород или фосфоритов, сцементированными крайне разнообразным по составу цементом (фиг. 2, б). Для таких плоскогалечных конгломератов характерна «черепитчатая» текстура, типичная для пляжевых или дельтовых отложений (Шрок, 1950; Бушинский, 1969). Плоскогалечные конгломераты распространены в разрезах месторождений Коксу, Джанытас, Ала-Джар.

Фосфоритовые песчаники и алевролиты слагаются округлыми или угловатыми зернами — обломками фосфорита (фиг. 2, в). Для них типичны косая слоистость, знаки ряби, текстуры взмучивания и оплывания.

Косая слоистость, образованная мелкими обломками кремней и фосфоритов разной крупности, была впервые описана Мэн Сян-хуа (1959) в разрезе месторождений Джанытас и Кок-Джон. Позднее сходные образования были обнаружены нами в верхнем фосфоритовом пласте месторождения Коксу.

Мелкие параллельные знаки ряби, чрезвычайно напоминающие, по мнению Л. Н. Ботвинкиной, волновую рябь морских отложений, были обнаружены в разрезе месторождений Карашат в пласте фосфоритового песчаника (фиг. 2, д).

Наконец, очень широким распространением в фосфоритовых песчаниках и алевролитах пользуются текстуры взмучивания и оплывания осадка; на фиг. 2, е изображены эти образования, обнаруженные в фосфоритах нижнего продуктивного горизонта месторождения Коксу.

По-видимому, в процессах взмучивания фосфатных илов большую роль играли моретрясения; возможно, что с этими явлениями связано также образование «сетчатых» или «петельчатых» структур в фосфоритовых песчаниках и алевролитах (фиг. 2, з).

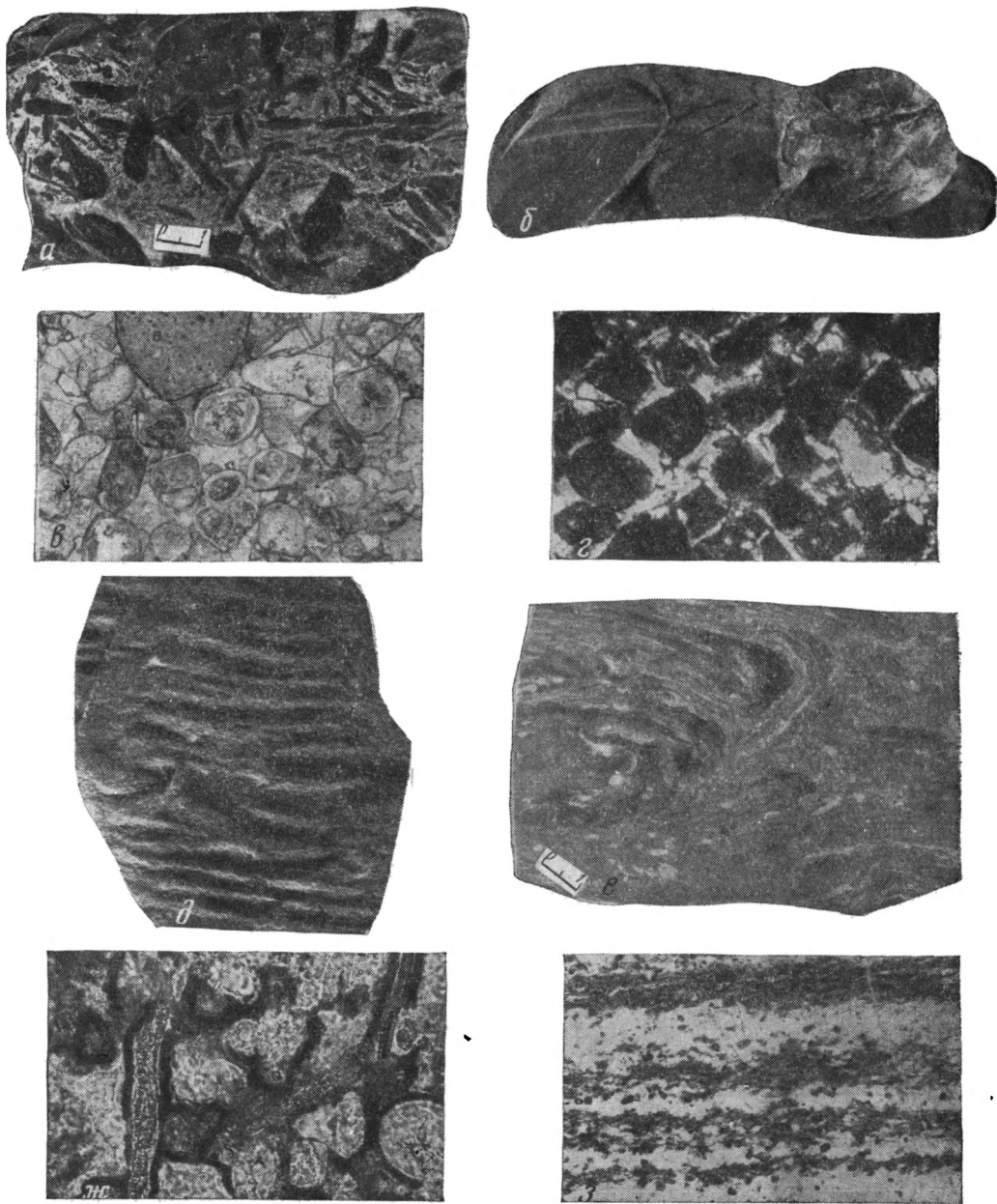


Рис. 2. Типы пород курумсакско-чулактауских отложений

*a* — шлифованный штупф конгломерато-брекчии из остроугольных обломков фосфоритов и кремнистых пород; *б* — конгломерат из галек карбонатно-кремнистых пород (нат. вел.); *в* — фосфоритовый песчаник с карбонатным цементом,  $\times 26$ , николи 11; *г* — фосфоритовый алевролит с типичной «сетчатой» структурой,  $\times 160$ , николи +; *д* — знаки ряби в фосфоритовых песчаниках месторождения Карашат (нат. вел.); *е* — текстура взмучивания в фосфоритовых алевролитах месторождения Коксу; *ж* — спонголит,  $\times 75$ , николи 11; *з* — фтаниит,  $\times 15$ , николи 11

Наряду с обломочными разностями и в тесной пространственной связи с ними встречаются фосфориты, несущие на себе следы хемогенного происхождения. К их числу принадлежат пизолитовые, оолитовые, сгустковые и пелитоморфные разновидности.

Пизолитовые фосфориты состоят из крупных кремнисто-фосфатных обломков, обволакиваемых тонкими концентрическими микрокристаллического фосфата. Такие оторочки образовались в результате перекачывания обломков по дну бассейна в подвижной водной среде.

Оолитовые фосфориты в отложениях чулактауской свиты распространены наиболее широко. По соотношению обломочных компонентов и цемента эти образования очень похожи на фосфоритовые песчаники. Главным различием между ними является то, что в оолитовых разностях обломки фосфоритов, реже кварца, халцедона, доломита и других инородных образований, всегда обволакиваются микроконцентрами кристаллического фосфата, образуя неполные оолиты или ооиды. Такие образования обычно имеют округлую, овальную или слабо удлинненную форму, которая чаще всего определяется формой обломков — ядер. Размеры их колеблются от 0,05 до 0,5 мм в поперечнике. Наряду с ооидами в породах с оолитовой текстурой часто присутствуют фосфатные оолиты с многочисленными радиально-лучистыми концентрическими и редкие сферолиты. По всей вероятности, оолитовые фосфориты образовались в результате хемогенного осаждения фосфата на обломках в условиях постоянных волновых движений придонных вод.

Пелитоморфные (афанитовые) фосфориты состоят из однородной коллоидальной или скрытокристаллической фосфатной массы бурого или светло-бурого цвета, в различной степени насыщенной тонкодисперсным халцедоном. Генетически они также, по-видимому, представляют собой обычные хемогенные образования.

Из приведенного описания следует, что обломочные и хемогенные фосфориты являются двумя преобладающими группами пород; органогенные и органогенно-хемогенные разности в Малом Каратау сравнительно редки.

Химический состав обломочных и хемогенных фосфоритов обычно тождествен. Они содержат 26—32%  $P_2O_5$ ; 2—30%  $SiO_2$  и 10—30% карбонатного материала ( $CaO$ ,  $MgO$ ,  $CO_2$ ); в виде незначительных примесей присутствуют глинистый материал (2—5%), пирит или гидроокисное железо (2—3%) и органическое вещество (0,05—0,1%).

Спонголиты представляют собой плотные и однородные кремнистые породы массивной или толстоплитчатой структуры, окрашенные в темно-серый, черный, темно-коричневый или белый цвет. Сложены крупными спикулами кремневых губок (фиг. 2, ж), сцементированными пелитоморфным фосфатно-кремнистым или кремнистым цементом.

При химическом исследовании состава обращает на себя внимание высокое содержание кремнезема (93—94%) и незначительная примесь глинистого материала, что обуславливает содержания  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и других компонентов (Джумалиев, Холодов, 1970).

В чулактауской свите Малого Каратау спонголиты обычно тяготеют к нижней кремневой пачке, которая налегает непосредственно на «нижние» доломиты, причем особенно мощные спонголитовые скопления известны в пределах фосфоритовых месторождений Беркуты, Чабакты и Чулактау.

По характеру залегания спонголитов можно предположить, что в одних случаях мы имеем дело со своеобразными биоценозами, т. е. образованиями, возникшими в результате захоронения прижизненных скоплений губок, а в другом — с танатоценозами, т. е. с продуктами их перетложения в результате сортирующей деятельности моря. Участки фосфоритовых месторождений Беркуты, Чабакты и Чулактау во время отложения нижней кремневой пачки, по-видимому, представляли собой своеобразные

образные «губковые рифы»; в краевых частях, а также в последующие моменты, эти образования разрушались волнением и поставляли массу тонкого органогенно-обломочного материала в смежные участки водоема.

Фтаниты представляют собой темные полосчатые тонкокристаллические халцедон-кварцевые породы, послойно обогащенные радиоляриями и другими органическими остатками, органическим веществом и глиной; в них наблюдается тонкая ритмическая текстура, причем толщина слоев от долей миллиметра до 1—5 см (фиг. 2, э). Обычно они группируются в циклы нескольких порядков. Глинистый материал, постоянно присутствующий во фтанитах, обычно представлен гидрослюдами. Наряду с минералами глин в составе этих пород большую роль играет органическое вещество. По-видимому, именно с этими двумя породообразующими компонентами во фтанитах концентрируются V (0,05—1,50%), Cr (0,01—0,15%), Pb (более 0,5%), Ag (до 0,07%), Mo (следы—0,024), Re ( $2 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-4}$ %) и другие металлы.

Собственно фтаниты или чистые разности кремнистых пород, в которых содержание  $\text{SiO}_2$  более 90%, отличаются обычно грубой слоистостью и массивной текстурой; мощность отдельных слоев в них 10—15 см. В этих образованиях широко распространены включения кремневых раковин радиолярий, а также редких спикул губок; спикулы обычно ориентированы по наслоению пород. Местами фтанит сильно перекристаллизован и превращен в халцедонолит или кварцит; в этих случаях органические остатки бывают разрушены.

При небольшой мощности прослои фтанитов прослеживаются на расстоянии от нескольких до десятков километров. Наиболее характерные представители этой группы пород известны в Большом Каратау и Джебаглинских горах, где они подстилают и перекрывают ванадиеносный горизонт.

Глинистые фтаниты, содержащие 75—90%  $\text{SiO}_2$  и 8—9%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  представляют собой очень тонкослоистые ритмичные породы темно-серого или черного цвета, в которых слои пелитоморфного, реже скрытокристаллического кремнезема чередуются со слоями глинисто-органической субстанции. Именно с этими породами связаны очень высокие рудные скопления различных редких металлов. Глинистые фтаниты развиты в разрезе ванадиеносного горизонта Большого Каратау и Джебаглинских гор, но они также обнаруживаются в скважинах месторождений Коксу и Джанытас в Малом Каратау.

Углеродистые фтаниты — черные тонкослоистые породы, в которых слои пелитоморфного или скрытокристаллического кремнезема чередуются со слоями углеродистого материала. Содержание органического вещества в них 10—15%, причем оно представлено ванадиеносным антраксолитом и графитом.

В целом для пород группы фтанитов типична очень тонкая ритмичная слоистость без всяких следов волнений и взмучиваний. Даже наложенные позднее подводно-оползневые и тектонические движения, носившие характер пликативных смятий, не очень нарушили эту горизонтальную слоистость, свидетельствующую об относительно спокойной обстановке накопления осадка.

#### **ТИПЫ РАЗРЕЗОВ КУРУМСАКСКО-ЧУЛАКТАУСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

В пределах Талассо-Каратауского региона нами изучено свыше 35 разрезов курумсакско-чулактауских отложений. В зависимости от текстуры и петрографического состава преобладающих пород, а также мощности всей толщи в целом, среди них выделяются 6 типов разрезов: Малокаройский, Батырбайский, Герес-Кокджонский, Чулактау-Беркутин-



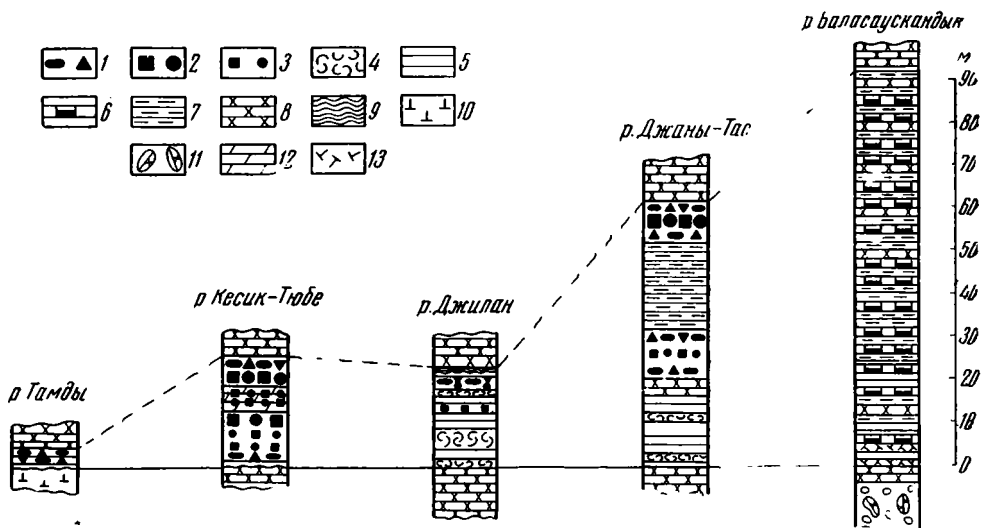


Рис. 3. Типы разрезов курумсакско-чулактауских отложений Каратау и Джебаглинских гор

1 — фосфоритовые конгломерато-брекчии; 2 — крупнооолитовые и крупнообломочные пластовые фосфориты; 3 — мелкооолитовые и мелкообломочные пластовые фосфориты; 4 — спонголиты; 5 — фтаниты; 6 — углеродистые фтаниты; 7 — глинистые фтаниты; 8 — доломиты; 9 — марганцевые руды; 10 — туффиты; 11 — глыбы и обломки доломитов в тиллитоподобных породах; 12 — фосфатный цемент; 13 — губчатые силициты

ский, Коксуйский и Баласаускандык-Джебаглинский. Колонки пяти наиболее представительных разрезов изображены на фиг. 3.

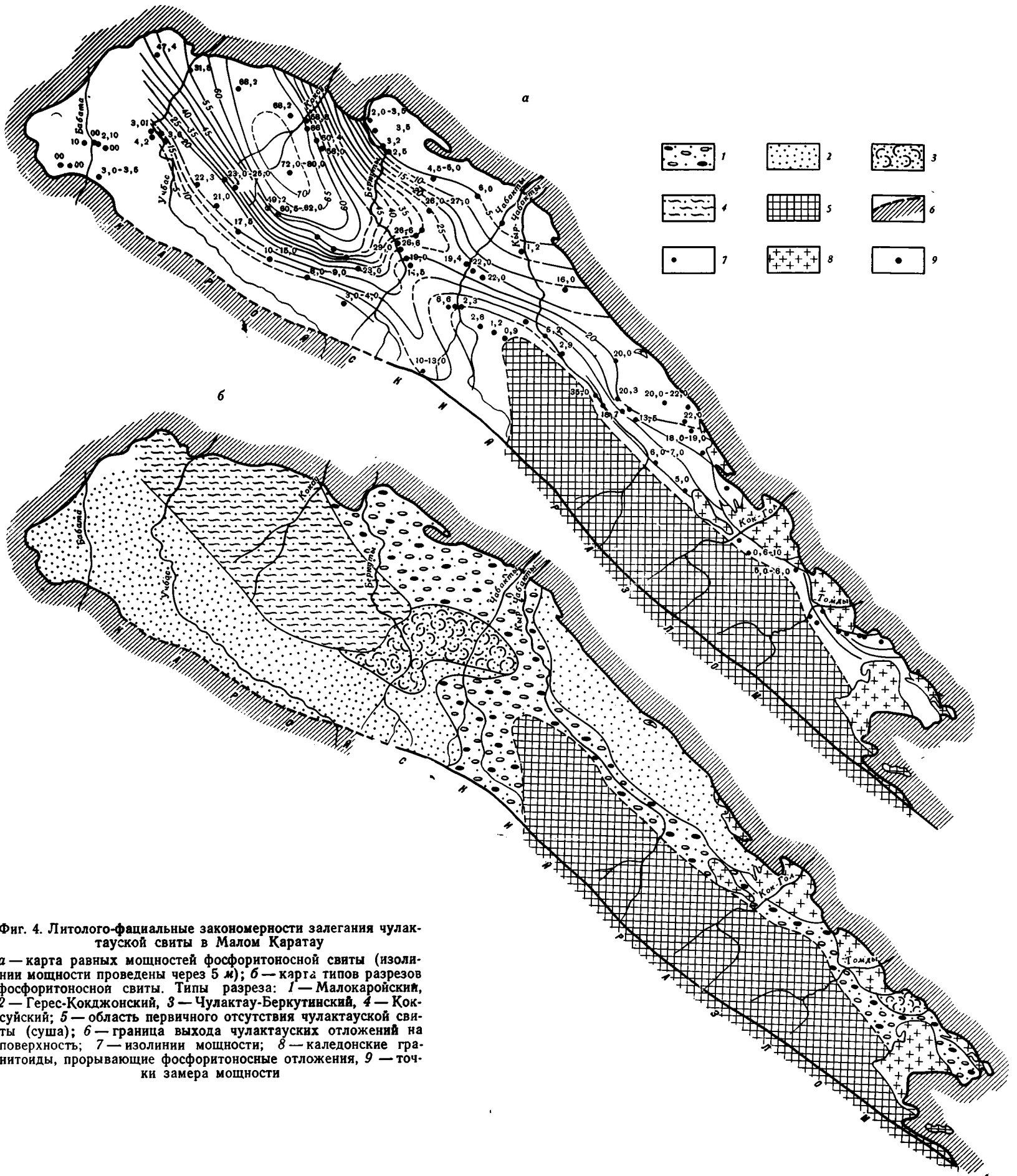
Малокаройский тип разреза (р. Тамды) — наиболее мелководный; он встречается в фосфоритовых рудопроявлениях Тамды, Джетымтал, Коктал, Саргоу.

Разрез характеризуется наименьшей мощностью, преобладанием пород псефитовой и псаммитовой структур над всеми остальными разновидностями и наличием следов многочисленных размывов. Мощности — 0,1—10 м. Для разрезов курумсакско-чулактауских отложений этого типа характерна определенная зависимость между петрографическим составом пород и мощностью. Так, если разрезы, сложенные конгломератами и гравелитами, имеют минимальную мощность, то с появлением среди них обломочно-оолитовых фосфоритов песчаной и алевритовой разности, мощность быстро возрастает.

Обращает на себя внимание и то, что по мере уменьшения мощностей свиты в ней увеличивается число перемылов и следов взламывания и взмучивания осадка. Наоборот, при переходе от маломощных разрезов к разрезам с повышенными мощностями строение всей свиты в целом заметно меняется. Будучи весьма слабо дифференцированной в прибрежной зоне, она приобретает четкое четырехчленное строение в более глубоководных местах.

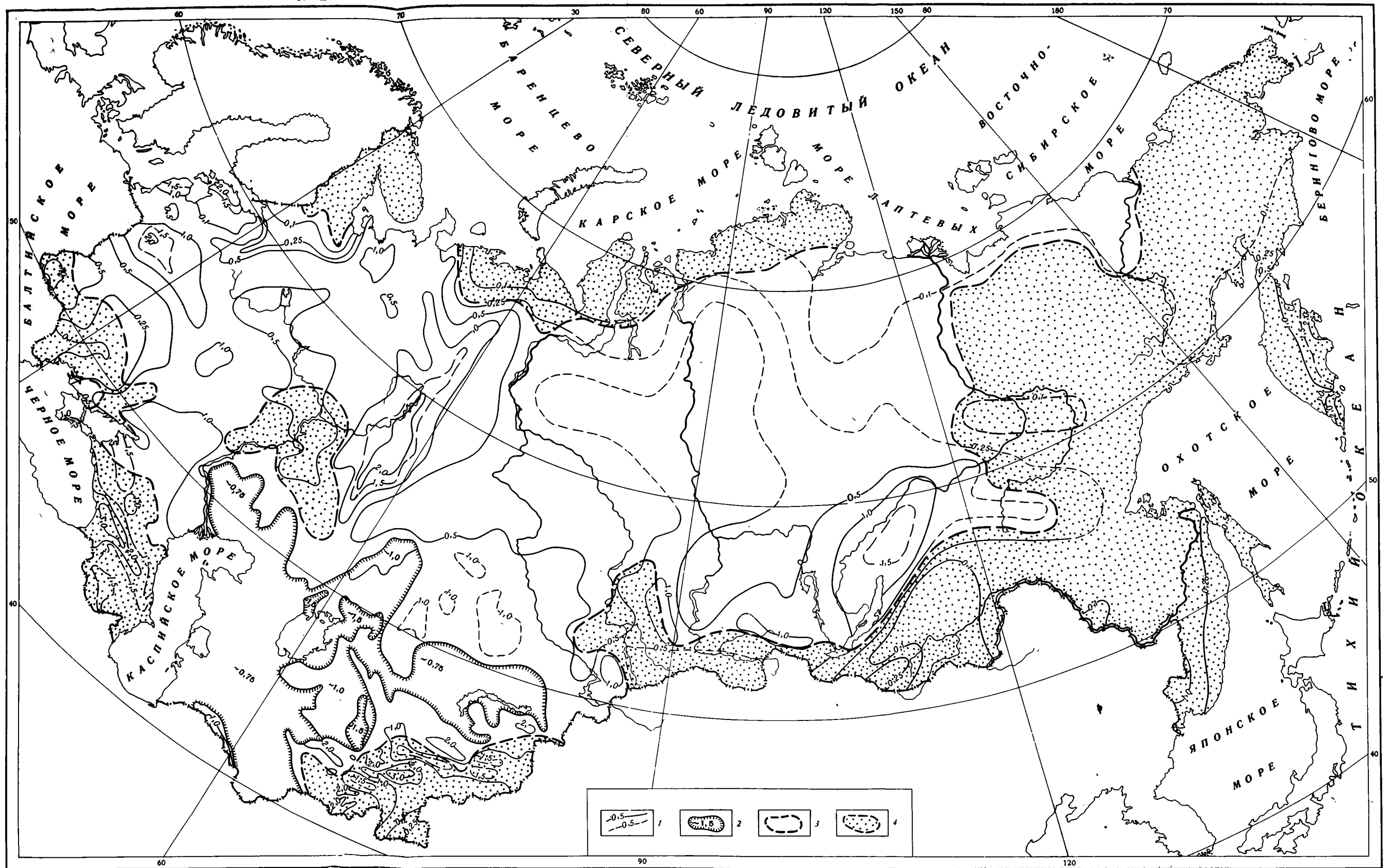
Разновидность Малокаройского типа разреза — Батырбайский; от первого его отличает отсутствие псефитовых пород, резкое преобладание песчано-оолитовых фосфоритов, а также наличие в кровле чулактауской свиты сильно кремнистого хлолитового слоя (Ала-Джар). Мощности свиты здесь не более 10 м.

Герес-Кокджонский тип, представителем которого на фиг. 3 является разрез района Кесик-Тюбе, отличается от предыдущих незначительным распространением кремнистых пород и слабым развитием конгломератов и гравелитов. К этому типу относятся разрезы месторождений Герес, Кок-Джон (Кистас, Кесик-Тюбе, Аткум и Арал-Тюбе), Аксай и се-



Фиг. 4. Литолого-фациальные закономерности залегания чулактауской свиты в Малом Каратау

*a* — карта равных мощностей фосфоритонесной свиты (изолинии мощностей проведены через 5 м); *b* — карта типов разрезов фосфоритонесной свиты. Типы разрезов: 1 — Малокаройский, 2 — Герес-Кокджонский, 3 — Чулактау-Беркутинский, 4 — Коксуйский; 5 — область первичного отсутствия чулактауской свиты (суша); 6 — граница выхода чулактауских отложений на поверхность; 7 — изолинии мощностей; 8 — каледонские гранитоиды, прорывающие фосфоритонесные отложения, 9 — точки замера мощностей



Фиг. 2. Соотношение между подземной химической денудацией и механической эрозией на территории СССР

1 — изолинии показателя подземной химической денудации, см/1000 лет (а — фактические, б — предполагаемые); 2 — участки со сложными изменениями подземного химического стока, охарактеризованные средним значением его модуля, г/см<sup>2</sup> сек; 3 — районы преобладания подземной химической денудации над механической эрозией; 4 — районы преобладания механической эрозии над подземной химической денудацией

веро-западного фланга месторождения Джанытас. Мощности разрезов: 8—25 м.

Чулактау-Беркутинский тип разреза на фиг. 3 представлен колонкой района Джилан. Он отличается очень широким развитием спонголитов в нижней пачке кремнистых пород, незначительным распространением грубообломочных фосфоритов и повышенной средней мощностью — 15—35 м. К этому типу в основном принадлежат разрезы месторождений Чулактау, Джилан, Беркуты I и Беркуты II.

Коксуйский тип разреза лучше всего наблюдать в пределах центральной части месторождения Джанытас. Этот разрез в целом представляет наиболее глубоководные условия в Малом Каратау и характеризуется широким распространением тонкозернистых пород, появлением фтанитов и продуктов их выветривания — кремнисто-глинистых сланцев, ритмической текстурой этих образований и максимальной мощностью чулактауской свиты — 75—80 м. К этому типу относятся разрезы месторождений Коксу, Учбас, Джанытас, Ак-Джар.

Наконец, Баласаускандык-Джебаглинский тип разреза характеризуется преобладанием фтанитовых пород, полным отсутствием пластовых фосфоритов, вместо которых присутствуют мелкие фосфатные конкреции, и широким распространением очень тонких ритмических текстур. Ритмичнослойные кремнистые отложения этого типа широко распространены в Большом Каратау, Джебаглинских горах и других районах Северного Тянь-Шаня. Мощности курумсакско-чулактауских отложений здесь 80—100 м.

Сопоставляя между собой колонки, изображенные на фиг. 3, нетрудно прийти к выводу, что разрезы с сокращенной мощностью обычно представляют обстановку осадконакопления в условиях крайнего мелководья. Действительно, здесь преобладают фосфориты с грубообломочной структурой, фиксируются многочисленные следы подводных размывов, косая слоистость, знаки ряби и следы взмучивания осадка. Очень широко распространены онколиты и водорослевые остатки, в современных условиях возникающие в крайне мелководной обстановке (Маслов, 1953), а иногда обнаруживаются текстуры литоральных «каналов», которые типичны для современной приливно-отливной полосы (Шрок, 1950). Некоторые фосфоритовые конгломераты с «черепитчатой» текстурой можно, по-видимому, рассматривать как морские отложения в приустьевых участках рек или пляжей.

Наоборот, двигаясь в сторону разрезов с повышенной мощностью, мы постепенно переходим из области, прилегающей к древней суше, т. е. из обстановки крайнего мелководья и минимального прогибания, к области больших глубин и более глубоководных отложений. Действительно, очень тонкая ритмичнослойная текстура фтанитов, в которых нередко чередуются слои микроскопической мощности, присутствие в них наряду с первично хемогенным кремнеземом многочисленных переотложенных обломков спикул губок, заведомо принесенных с мелководных участков, отсутствие в разрезах следов размыва и большая мощность отложений этой фациальной зоны в сочетании с великолепной выдержанностью слоев и прослоев на больших расстояниях свидетельствуют в пользу накопления углеродисто-кремнистых осадков в сравнительно спокойных и глубоководных условиях.

#### **О ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАТАУ**

Общее представление о фациально-палеогеографической обстановке во время отложения курумсакско-чулактауских толщ на территории Малого Каратау дает фиг. 4. При анализе карт становится очевидным, что в общих чертах палеогеографическая палеофациальная и палеоструктур-

ная обстановка, ранее характерная для века «нижних» доломитов (Холодов, Корякин, 1968), сохранилась и во время накопления чулактауской свиты.

В юго-восточной части района по-прежнему располагалось Кокджотско-Большекарройское поднятие. В наиболее приподнятой части оно не покрывалось водами моря; контуры его вырисовываются нулевой изопахитой. К северо-востоку от него находился Аксайско-Чулактауский прогиб. В нем намечаются два заливообразных участка, соответствующие фосфоритовым месторождениям Аксай и Чулактау. Наиболее глубоководная часть этой впадины позднее оказалась скрытой под отложениями девона и карбона и опущена вдоль нарушения, ограничивающего Малый Каратау с северо-востока.

В северо-западной части района располагались два других крупных поднятия, разделенные узкой и вытянутой в направлении с северо-запада на юго-восток депрессией. В нижнем течении рек Беркуты и Чабакты прослеживается зона минимальных мощностей фосфоритоносной свиты, соответствующая Батырбайскому поднятию. До некоторой степени оно было унаследовано от предыдущего беркутинского времени. В отличие от Кокджонского оно было вероятно, покрыто водами моря; во всяком случае ни в одном из разрезов этого района мы не видим полного литологического выклинивания фосфоритоносных отложений.

Юго-восточнее Батырбайского участка на месте некогда существовавшего Джанытас-Кистаского поднятия, обозначается крупный Коксуйский прогиб. Он вытянут в соответствии с общим простиранием структуры и захватывает районы месторождений Коксу, Учбас, Ак-Джар, Джанытас. Еще южнее располагалась Герес-Кокджонская отмель, покрытая водами моря и вытянутая вдоль течения р. Учбас. По-видимому, нет никаких данных, свидетельствующих о том, что к юго-западу от этой отмели располагался берег суши; наоборот, сравнительно большое количество терригенной примеси в фосфоритах Кок-Джона позволяет предполагать в этом направлении существование мелководья, открытого в сторону палеобассейна Большого Каратау.

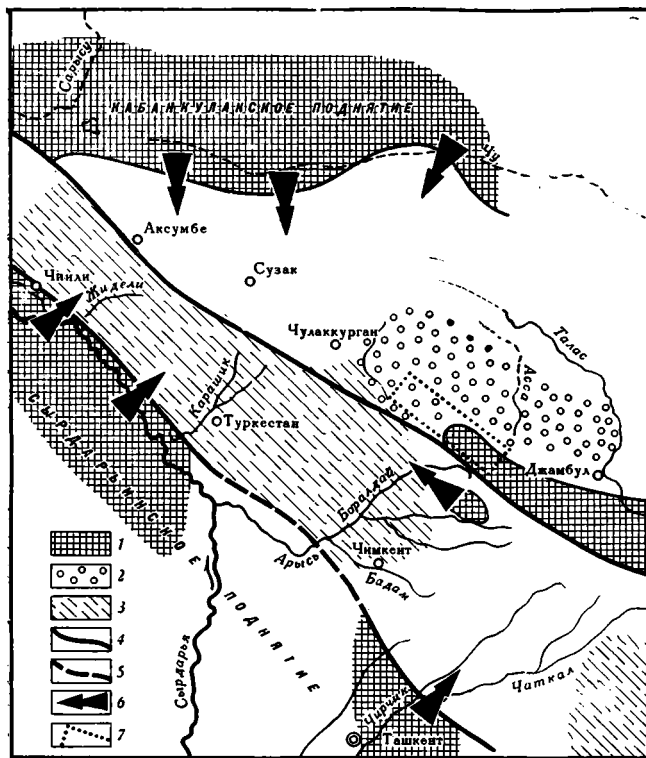
Карту изопахит дополняет карта разрезов, из которой следует, что общий фациальный план чулактауских отложений совпадал с распространением вышеописанных прогибов и поднятий. Разрезы Малокарройского типа в виде узкой полосы окаймляют Кокджонское поднятие, а также протягиваются к северу, в район Батырбайской отмели. В правобережье р. Учбас, а также вдоль северо-восточного крыла Малого Каратау, прослеживается область развития разрезов Герес-Кокджонского типа.

Разрезы Чулактау-Беркутинского типа распространены спорадически на склонах впадин. Они описаны в среднем течении рек Беркуты и Чабакты, а также в районе месторождений Чулак-Тау I и II.

Наконец, в наиболее глубоководной части Малого Каратау, в районе месторождений Учбас, Коксу, Джанытас и Ак-Джар, преобладают разрезы Коксуйского типа.

В целом можно утверждать, что антиклинорий Малого Каратау в вендско-кембрийское время представлял собой крупную конседиментационную структуру, выраженную в рельефе дна и определившую положение фаций. Во время отложений осадков чулактауской свиты его присводовая часть представляла собой низкую сушу, а крылья были покрыты водами моря, и здесь шло накопление разнообразных осадков. В прибрежной части отлагались грубообломочные фосфориты и спонголиты, а в более глубоководных участках — тонкозернистые разновидности фосфоритов и ритмично-слоистые фтаниты.

Менее определена тектоническая природа впадин и поднятий второго порядка, осложнявших антиклинорий в его периферической части. Можно предположить, что, как и в век отложения беркутинских доло-



Фиг. 5. Палеогеография района хр. Каратау и Джебагалинских гор во время отложения курумсакско-чулактауских толщ

1 — докембрийские поднятия, суша; 2 — фосфоритонесные фации; 3 — углеродисто-кремнистые и фтанитовые фации; 4 — главные разломы; 5 — предполагаемые разломы; 6 — направление сноса обломочного материала; 7 — площадь, показанная на фиг. 4.

митов, во время формирования фосфатно-кремнистых пород на площади Малого Каратау существовало несколько блоков, ограниченных крупными конседиментационными разломами они-то и определяли рельеф дна палеоводоёма.

Что касается смежного прогиба Большого Каратау, то он, по-видимому, заполнялся исключительно кремнисто-углеродисто-глинистым материалом; фосфориты здесь встречаются лишь в виде мелких желваков, обогащающих отдельные стратиграфические интервалы ритмичнослойной толщи.

Общая палеогеографическая обстановка, сложившаяся в пределах всего исследуемого региона в курумсакско-чулактауское время, изображена на фиг. 5; на схеме помимо собственных материалов автора учтены данные М. В. Гзовского (1959), Г. И. Макарычева (1957), С. Г. Анкиновича (1961), Н. Я. Кунина (1968) и др. Очевидно, что узкий проливиобразный бассейн Каратау в кембрийское время был вытянут с юго-востока на северо-запад и со всех сторон окружен выступами докембрийских пород, являвшимися источниками питания. В конфигурации палеобассейна большую роль, по-видимому, играли глубинные разломы древнего заложения. Так, в юго-западной части района Туркестанский разлом ограничивал Чаулинчинское или Сырдарьинское поднятие, к Главному Каратаускому разлому с северо-востока примыкало Кабанчулакское поднятие, а на юго-востоке между Главным Каратауским и

Каройско-Аксайским разломами возвышались острова Кокджонского поднятия.

Относительная роль разных участков суши, питавших Каратауский вендско-кембрийский палеобассейн терригенными компонентами, не совсем ясна. Состав акцессорных минералов, встреченных в чулактауско-курумсакских отложениях, указывает как будто на то, что в области сноса ведущую роль играли основные интрузии и осадочно-метаморфогенные толщи. Как предполагает Н. Я. Кунин (1968), главным поставщиком обломочного материала было Кабанкулакское поднятие; Сырдарьинская глыба не содержит в своем докембрийском основании крупных магматогенных масс основного состава.

Следует, однако, подчеркнуть, что огромные площади докембрийских пород ныне скрыты фанерозойскими отложениями в пределах Чу-Илийской впадины, ограничивающей интересующий нас регион с востока, а также на площади Ташкентской депрессии, прилегающей к Каратау с запада. Если на все слабоисследованные области развития докембрия распространить его металлогеническую характеристику, данную на основании изучения наиболее полно обнаженных докембрийских участков Евразии (Холодов, 1970<sub>1, 2</sub>), то можно рассматривать любые довендские поднятия в качестве очень мощных источников фосфора, железа, ванадия, марганца, хрома, титана и других элементов ряда протокристаллизации.

Итак, если учесть важнейшие теоретические положения, объясняющие фосфоритообразование и формирование ванадиевых руд, разработанные в трудах А. В. Казакова, А. И. Смирнова, Н. М. Страхова, Г. И. Бушинского, Е. А. и С. Г. Анкинович, и сопоставить их с полученным нами фактическим материалом, то можно общую схему вендско-кембрийского рудогенеза в Каратау изобразить так, как это представлено на фиг. 6.

Необходимые предпосылки для интенсивного накопления рудных компонентов в вендско-кембрийских осадках палеоводоёма следующие:

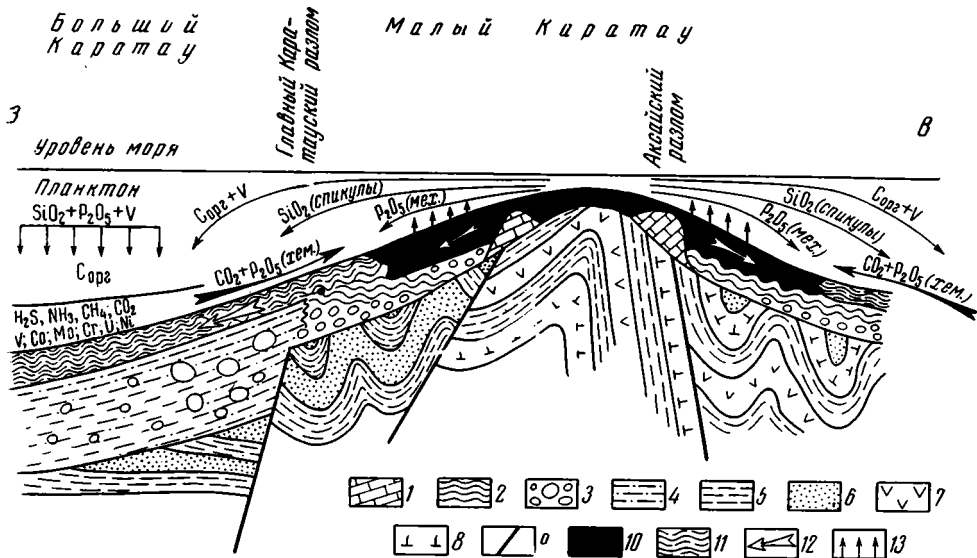
1. Обогащение вод Каратауского палеобассейна растворенными  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$  и рядом других компонентов;

2. Замедленная терригенная седиментация и поступление в водоем тонкой взвеси, содержащей кремнезем и повышенные количества V, Fe, Ni, Co, Mo и других элементов;

3. Наличие Кокджотско-Большекарройского поднятия, значительная часть которого была покрыта водами моря и представляла собой отмель типа современной Багамской банки.

Усиленная подача растворенного кремнезема, фосфора, отчасти ванадия и других элементов-примесей в более глубоководную область Каратау-Джебаглинского района вызывала здесь пышное развитие планктона. Многочисленные растительные организмы типа современных диатомей и кокколитофорид, среди которых, по-видимому, встречались и радиолярии, в большом количестве извлекали фосфор, ванадий и кремнезем из морских вод, гибли и массами опускались на дно, где в результате разложения органического вещества создавалась резко восстановительная обстановка, а в придонной воде накапливались  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ .

Возникновение значительных масс сероводорода приводило к тому, что элементы-примеси, сорбированные биогенным «фильтром» в процессе его осаждения, образовывали сульфиды и прочно фиксировались в илах; кроме того, часть ванадия, молибдена, никеля и других элементов, растворенных в морской воде, могла непосредственно осаждаться из нее в виде сульфидов под действием сероводорода. Повышенное содержание углекислоты стимулировало растворение фосфатных соединений; биогенный фосфор накапливался в растворе и вместе с придонными водами перемещался по направлению к отмели Малого Каратау.



Фиг. 6. Принципиальная схема вендско-кембрийского рудогенеза в Каратау  
 1 — рифогенные доломиты; 2 — тонкослоистые доломиты, смятые в оползневые складки; 3 — глыбы доломитов; 4 — терригенно-глинистые сланцы; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчаники; 7 — кремни; 8 — туффиты; 9 — разломы; 10 — пластовые фосфориты; 11 — ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты; 12 — направление сползания илов; 13 — следы взмучивания илов. Форма переноса вещества: мех.-механогенная, хем.— хемогенная

Большая и сложно построенная Кокджотско-Большекараройская отмель хорошо прогревалась солнцем. Здесь в теплых водах при обилии питательных веществ широким распространением пользовались губковые рифы и водорослевые биогермы, а иногда селились хиолиты и другие организмы, концентрировавшие  $P_2O_5$ ,  $SiO_2$  и  $V_2O_5$ . Более холодные воды, несущие растворенные фосфаты и обогащенные  $CO_2$ , поднимались вверх по склону Кокджотского поднятия, теряли углекислоту в результате жизнедеятельности водорослей и диффузии и осаждали сгустки фосфатного вещества.

Возникающие на склонах фосфоритовые отложения содержали в себе небольшое количество фосфатных раковин и их обломков, но в основном состояли из хемогенно осажденного первичного фосфоритового осадка.

В результате частых море- и землетрясений, а также вследствие обычных подводных размывов, фосфоритовые илы взмучивались, затвердевшие их участки дробились и сбрасывались вниз по склону, где они вновь цементировались выпадающим в осадок фосфатом и образовывали фосфоритовые конгломераты. Многократно повторяющееся механическое переотложение в сочетании с сортировкой материала привело к формированию песчано-оолитовых разновидностей фосфоритов.

Отмирание колониальных и одиночных губок, а также других морских организмов в пределах отмели, вело к образованию очень большого скопления органики, содержащей повышенные количества ванадия, а также к возникновению скоплений кремневых спикул. Весь этот тонкий материал легко взмучивался, оказывался во власти волн и при посредстве сгонных поверхностных течений, направленных от берега, выносился за пределы поднятия в более глубоководную часть водоема. Здесь он смешивался с планктогенной взвесью и медленно осаждался на дно, пополняя запасы ванадия и органического вещества в относительно глубоководных илах.



В целом очевидно, что циклическая миграция вещества, осуществлявшаяся вблизи Кокджотского поднятия в Каратау, приводила к дифференциации ванадиеносного кремнистого и фосфоритового материала и накоплению пластовых фосфоритов в присвдовой части поднятия и на его склонах; в более глубоких участках дна формировались углеродисто-кремнистые фтаниты, резко обогащенные V, Co, Ni, Mo, Cu, Re, Pb, Zn, Ag и другими элементами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Безруков П. Л., Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Новые данные о возрасте фосфоритоносной толщи Каратау.— Докл. АН СССР, 1940, т. 28, № 3.
- Бродская Н. Г., Холодов В. Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М., «Наука», 1969.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гиммельфарб Б. М. К вопросу о возрасте фосфоритов Каратау.— Докл. АН СССР, 1950, нов. сер., т. 27, № 1.
- Джумалиев Т., Холодов В. Н. Кремнистые породы чулактауской свиты Малого Каратау и условия их образования.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4.
- Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6.
- Кунин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессий по геофизическим данным. М., «Недра», 1968.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957.
- Маслов В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1953, № 4.
- Мэн Сян-хуа. К петрографии фосфоритов бассейна Каратау.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6.
- Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. О ванадиеносных фтанитах в чулактауской свите Малого Каратау.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1970, т. 193, № 6.
- Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья I. Довендские поднятия как источник рудных компонентов.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья II. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Холодов В. Н., Корякин А. С. К вопросу о происхождении фосфатных конгломерато-брекчий Малого Каратау.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 2.
- Холодов В. Н., Корякин А. С. К палеогеографии Малого Каратау (Казахстан) в век отложения «нижних» доломитов фосфоритоносной толщи.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.

УДК 552.144 : 551.49

## РОЛЬ ИОНООБМЕННОЙ АДСОРБЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Л. Н. КАПЧЕНКО

Показано, что емкость ионного обмена глинистых пород ограничена и очень слабо зависит от концентрации равновесного раствора. На основании этого рассчитано, что влияние ионообменной адсорбции на метаморфизацию подземных рассолов не может быть велико; оно сильно падает с увеличением концентрации рассолов и глубины их залегания. Основная причина подземной метаморфизации растворов в прямом направлении — реакции глубокого химического преобразования минерального вещества (доломитизация, хлоритизация, альбитизация, цеолитизация и др.), а не ионообменная адсорбция.

Мнение о решающей роли ионообменной адсорбции в формировании катионного состава глубокозалегающих подземных вод (ГПВ) было широко распространено в 30-е—40-е годы XX в. под влиянием работ К. К. Гедройца, С. А. Щукарева, Мак-Кензи Тейлора, А. Н. Бунеева и др. Только в 60-е годы в связи с развитием геохимии литогенеза положение существенно изменилось. Преобразование состава ГПВ в настоящее время совершенно правильно рассматривается как следствие многообразных процессов изменения пород на всех стадиях литогенеза (Зайцев, 1968; Басков, 1968; Лебедев, 1968; и др.).

Однако некоторые исследователи до сих пор отводят ионообменной адсорбции на глинистых минералах главную роль в формировании катионного состава ГПВ самой высокой минерализации (Пиннекер, 1966; Кузнецов, 1961; и др.), с чем нельзя согласиться. С другой стороны, в литературе часто проскальзывает мысль о полном игнорировании роли ионообменной адсорбции в изменении состава ГПВ. Накопленные к настоящему времени количественные данные позволяют, однако, более строго и объективно оценить роль адсорбционных явлений в изменении катионного состава ГПВ.

### ЕМКОСТЬ ПОГЛОЩЕНИЯ (ОБМЕНА) ПОРОД

«Емкость обмена является непосредственным мерилем реакционной способности пород» (Затенацкая, 1963). Она зависит от гранулометрического и минералогического состава породы, содержания органического вещества, степени литификации и состава поглощенных катионов. Главным фактором, определяющим величину емкости обмена пород, является их гранулометрия и минералогия. Эти факторы тесно сопряжены. Песчаные породы имеют преимущественно полевошпат-кварцевый состав, глинистые — монтмориллонит-гидрослюдистый. Алевритовые породы имеют промежуточный состав. Соответственно и емкость обмена растет по мере увеличения содержания в породе пелитовой фракции. Песчаные породы имеют обычно величину емкости обмена, измеряемую долями, а алевритовые — единицами *мг-экв/100 г* (до 5). Емкость обмена

глинистых пород колеблется в зависимости от их минералогического состава от 5 до 120 мг-экв/100 г: мономинеральные каолиниты — 5—15, гидрослюда — 10—20, редко до 40, монтмориллониты — 40—120.

Подавляющее большинство глинистых пород осадочной толщи артезианских бассейнов слагается гидрослюдами с небольшой примесью монтмориллонита. В силу этого емкость поглощения глинистых осадков морей и океанов и молодых осадочных пород (до палеогена) в целом невысока: 5—35 мг-экв/100 г (фиг. 1).

Влияние органического вещества на емкость обмена сказывается только при его высоких концентрациях (6—12%). Фоновые концентрации (до 1,5—1,8%  $C_{орг}$ ) практически не оказывают влияния на емкость обмена (Затенацкая, 1963; Зайцева, 1957; Ларина, Подгорская, 1966).

Емкость обмена глинистой породы возрастает по мере роста валентности и атомного веса адсорбированного катиона:  $Li < Na < K < Rb < Cs < Mg < Ca < Sr < Ba$  (Дегенс, 1967). Однако абсолютная величина разности емкостей поглощения, например, по натрию и кальцию, составляет первые единицы мг-экв/100 г, редко больше (Кускова, 1960, и др.). Известно, что емкость поглощения гидрослюд по калию больше, чем по натрию, в 1,6 раза (Дегенс, 1967). Но калий не является главным катионом природных вод.

Зависимость емкости ионного обмена от степени литификации глинистых пород изучена недостаточно. Имеющиеся данные сведены в табл. 1.

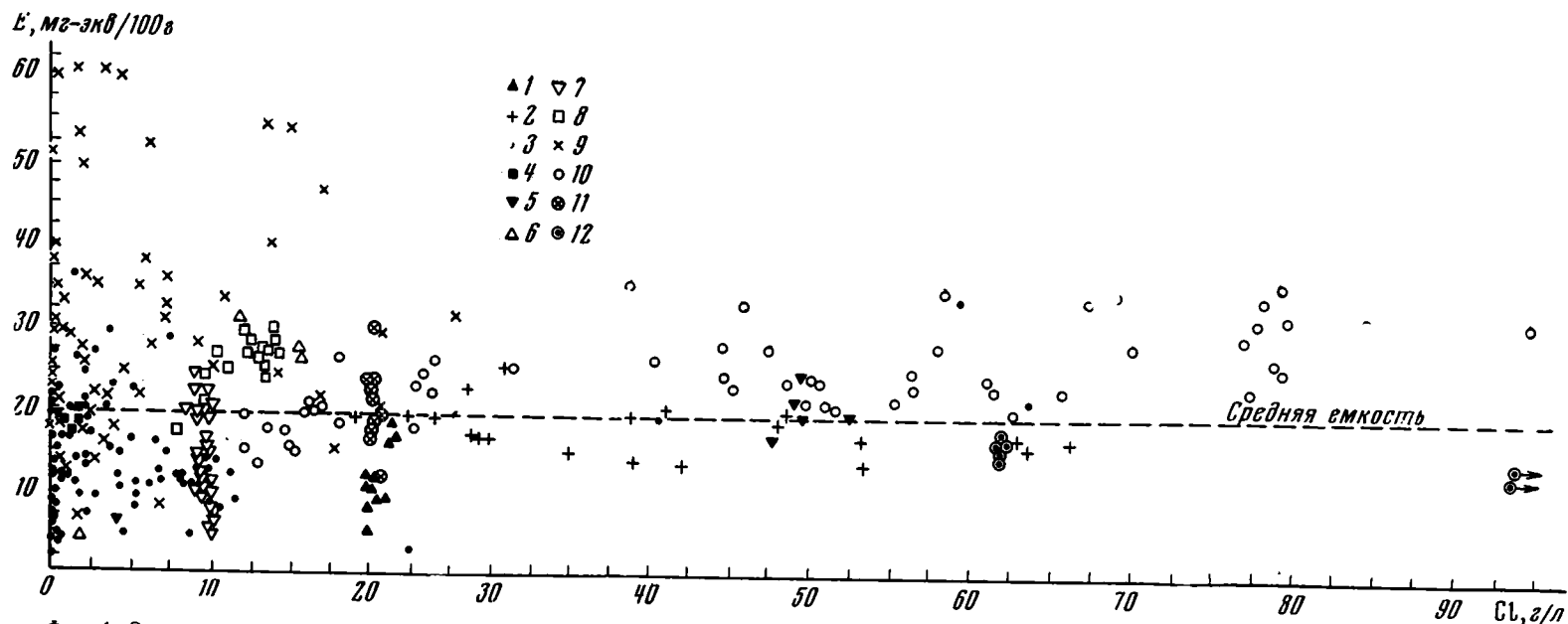
Таблица 1

Емкость обмена глинистых, преимущественно гидрослюдистых, пород различного геологического возраста

Местоположение	Возраст	Глубина залегания, м	Количество образцов	Емкость поглощения, мг-экв/100 г от—до среднее**	Автор, год
Куйбышевское Поволжье	$D_{2+3}$	1500—3500	54	$\frac{3,5-14,8}{6,7}$	А. Н. Козин, 1958
Татария и Западная Башкирия	$D_3$	1500—2000	49	$\frac{4,6-16,5}{10,5}$	К. Ф. Родионова, Е. М. Мочалова, 1960
Куйбышевское Поволжье	C	1000—2500	74	$\frac{2,1-26,9}{10,6}$	А. Н. Козин, 1958
То же	$P_2$	300—500	33	$\frac{9,2-48,8}{18,8}$	То же
»	I	n·100	7	$\frac{15,9-20,3}{19,3}$	»
Западная Сибирь *	То же	1700—2368	18	$\frac{15,5-28,6}{22,6}$	А. Н. Петровская, К. М. Макарошкина, 1964
Ставрополье	$Cr_1^{1+5}$	2626—3170	8	$\frac{11,0-19,8}{16,2}$	О. Г. Ларина, Г. А. Подгорская, 1966
То же	$Cr_1^{1+3}$	3170—3300	8	$\frac{9,3-12,5}{10,9}$	То же
Северный Кавказ	$Pg_3-N_1$	4,8—935	8	$\frac{15,9-36,0}{28,5}$	Н. С. Реутова и др., 1963
Северный Кавказ и Крым	То же	100—1154	27	$\frac{8,9-39,6}{22,7}$	К. Ф. Родионова, Е. М. Мочалова, 1960
Бакинский архипелаг	$N_2$	200—1120	41	$\frac{15,0-36,0}{26,9}$	И. Л. Нестерова, 1965
Карелия (морские глины)	$Q_4$	0,7—7,8	10	$\frac{9,6-19,5}{15,3}$	И. М. Горькова и др., 1963

\* Данные для пелитовой фракции. Для породы в целом среднее значение равно 10,4 мг-экв/100 г.

\*\* Подсчитано автором статьи.



Фиг. 1. Зависимость емкости обмена ( $E$ ) молодых глинистых гидрослюдистых осадков от концентрации равновесных растворов (по хлору).  
 Данные Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962): 1 — Гренландское море и Северный Ледовитый океан —  $Q_4$ , 2 — Южный Каспий —  $N_2 - Q$ , 3 — Северный Каспий —  $Q_4$ , 4 — дельта Дуная —  $Q_4$ , 5 — Куяльницкий лиман Черного моря —  $Q_4$ , 6 — Шаболатский лиман Черного моря —  $Q_4$ , 7 — Черное море —  $Q_4$ , 8 — Черное море —  $Q_3 - Q_4$  (данные Е. Д. Зайцевой, 1962), 9 — Тобол-Ишимский водораздел —  $Q$  (данные Н. П. Затенацкой, 1963), 10 — Бакинский архипелаг —  $N_2 - Q$  (данные И. Л. Нестеровой, 1965), 11 — Тихий океан —  $Q_4$  (данные Е. Д. Зайцевой, 1957), 12 — экспериментальные данные Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской, 1956, 1959

где хорошо видна зависимость емкости поглощения глинистых, преимущественно гидрослюдистых, пород от геологического возраста и глубины залегания, характеризующих косвенно степень их литификации. Глинистые породы девона и карбона нефтеносных площадей Волго-Уральской области на глубине 1—2 км обладают емкостью поглощения, в 2—3 раза меньшей по сравнению с мезозойско-кайнозойскими отложениями, в том числе и современными, часто залегающими на тех же глубинах. С другой стороны, относительно большая глубина погружения меловых глин Предкавказья (до 3,2—3,3 км) также, возможно, является причиной низкой величины емкости обмена (9—12 мг-экв/100 г), т. е. близкой к ее значению в глинистых породах девона и карбона Волго-Уральской области.

Данные табл. 1, видимо, завышены, ибо методика определения емкости обмена предусматривает предварительное высушивание, измельчение глины или аргиллита в тонкий порошок и многократную обработку его разнообразными растворами, в результате чего естественная структура литифицированной глинистой породы разрушается, растворяется цемент и т. д. Но и при такой методике зависимость емкости поглощения от возраста отложений прослеживается достаточно отчетливо.

В намеченную закономерность не укладываются данные Е. В. Пиннекера (1966) по составу поглощенного комплекса и емкости обмена нижнекембрийских отложений, залегающих на глубинах до 2 км и более. Однако методика исследований при получении этих данных была недостаточно продумана. Измельченные образцы глинисто-карбонатных пород длительно отмывались водой от растворимых солей. В условиях сильно карбонатизированной породы эта операция равносильна предварительному замещению исходного поглощенного комплекса кальцием (и магнием), поступающим в раствор за счет растворения кальцита и доломита. Далее отмытая от солей хлора навеска породы подвергалась воздействию однонормального раствора хлористого аммония, а в фильтрате определялись катионы и сульфаты. Эквивалентная количеству  $SO_4$  часть кальция исключалась из состава перешедших в раствор катионов, так как она обязана растворению гипса и ангидрита. Другая часть кальция, поступившая в раствор за счет растворения карбонатов (эквивалентная содержанию  $HCO_3$ ), не исключалась из состава поглощенных катионов. Поглощенный комплекс в результате такого анализа получился исключительно кальциевым (кальция 70—100, в среднем 85% экв).

Максимальными величинами емкости поглощения характеризуются глинистые доломиты (19—80 мг-экв/100 г), затем идут алевролиты и глинистые песчаники (10—22, один образец 79,6 мг-экв/100 г) и замыкают таблицу собственно глинистые породы — аргиллиты (9,4—15,4 мг-экв/100 г) и песчаники (1,47—1,94 мг-экв/100 г).

Таким образом, породы, содержащие относительно наибольший процент глинистого материала, характеризуются пониженной величиной емкости поглощения, а карбонатные — наиболее высокой. Это, бесспорно, свидетельствует о влиянии растворения карбонатов и, возможно, взаимодействии их с раствором хлористого аммония на состав и концентрацию поглощенных катионов. Емкость поглощения глинистых доломитов, по данным Е. В. Пиннекера, характерна для мономинерального монтмориллонита. Даже если представить, что глинистый доломит на одну треть представлен монтмориллонитовой фракцией, то и тогда

емкость его поглощения не поднимается выше  $\frac{60 \div 120}{3} = 20 \div$

$\div 40$  мг-экв/100 г, что почти вдвое меньше величин, полученных в рассматриваемом опыте. В действительности же глинистое вещество палеозойских отложений обычно представлено гидрослюдистыми и смешанно-

слойнными образованиями. Видимо, истинная величина емкости обмена глинистых пород кембрия Восточной Сибири не более 5—10%-экв.

Емкость обмена очень слабо зависит от концентрации равновесного раствора. М. А. Хачванкян (1948) показал, что при росте концентрации растворов во много десятков раз (до 78) емкость поглощения увеличивается всего в 1,5—2 раза. Аналогичная слабо намеющаяся зависимость отмечалась Е. Д. Зайцевой (1962) и И. Л. Нестеровой (1965). В последнем случае при росте концентрации раствора с глубиной в 7—10 раз емкость поглощения возрастала в среднем не более чем в 1,5—2 раза; в осадках присутствовал монтмориллонит (2—20%).

Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловская (1956) установили, что при росте концентрации раствора типа океанической воды в 6 раз емкость поглощения монтмориллонита практически не менялась, а каолинита и гидрослюда возрастала в 1,15—1,3 раза. Но в дальнейших опытах Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской (1959) при расширении числа аналитических определений никакой зависимости емкости обмена гидрослюдистой и каолининовой породы от концентрации равновесного раствора не наблюдалось в очень широком диапазоне концентраций, охватывающем растворы от пресных вод до рапы садки галита и эпсомита. Лишь емкость поглощения бентонита несколько уменьшалась на стадии садки галита и эпсомита со 107,5 до 90—80 мг-экв/100 г.

В общем, суммируя большинство имеющихся к настоящему времени данных (фиг. 1), можно прийти к заключению, что емкость поглощения глинистых отложений не зависит или чрезвычайно слабо зависит от концентрации равновесного раствора, что дает основание принимать для дальнейших расчетов среднюю емкость поглощения глинистых пород равной примерно 20 мг-экв/100 г независимо от концентрации равновесных растворов. Отсюда вытекают очень важные выводы относительно определения масштабов метаморфизации растворов различной концентрации за счет ионообменной адсорбции.

#### ТЕОРЕТИЧЕСКИ ВОЗМОЖНЫЕ И ВЕРОЯТНЫЕ МАСШТАБЫ МЕТАМОРФИЗАЦИИ ГПВ ЗА СЧЕТ ИОНООБМЕННОЙ АДСОРБЦИИ

Очевидно, чем выше концентрация растворов, вступающих в равновесие с поглощенным комплексом, тем меньше эффект ионообменной метаморфизации раствора в статических условиях (при отсутствии водообмена). Рассчитаем ориентировочно масштабы возможного влияния ионного обмена на изменение состава растворов разной концентрации.

Количество катионов, заключенных в растворе, пропитывающем единицу веса безводного (воздушно-сухого) грунта ( $E'$ , мг-экв/кг), можно определить, исходя из следующих соотношений:

$$v = \frac{n}{d(1-n)}; \quad E' = v \frac{M}{2},$$

где  $M$  — минерализация раствора, мг-экв/л (для хлоридных кальциево-натриевых растворов  $M \approx 34 M_2$ , где  $M_2$  — минерализация, г/л),  $v$  — объем раствора в единице веса минерального скелета осадка, л;  $n$  — пористость осадков (для слабоизмененных осадков в среднем  $n=0,3$ , или 30%);  $d$  — удельный вес вещества глинистых осадков (в среднем 2,7 кг/дм<sup>3</sup>).

Приняв средние данные, можно записать:

$$E' = \frac{M \cdot 0,3}{2 \cdot 2,7 \cdot 0,7} = 0,08M \approx 2,7M_2.$$

Исходя из последней зависимости составлена табл. 2 соотношений  $M_2$  и  $E'$ . В третьей строке таблицы приведены величины отношений  $E'/E$ ,

где  $E$  — средняя емкость поглощения глинистых отложений, равная, как уже указывалось, 200 мг-экв/кг воздушно-сухого грунта.

Величины  $E'/E$  подсчитаны для сравнительно молодых, слабоуплотненных осадков. В глубокопогруженных, высокоуплотненных и древних породах пористость не остается такой высокой, какая принята при расчете величины  $E'$  (10—15%). Но, с другой стороны, как уже указывалось, величина  $E$  также снижается в древних литифицированных осадках в 2—3 раза и более. Так что в среднем, видимо, подсчитанные значения  $E'/E$  можно применять не только к молодым, но и древним, значительно литифицированным породам.

Таблица 2

Расчетные соотношения концентраций свободных и поглощенных катионов при различной минерализации порового раствора

$M_e$	1	10	30	50	63	80	100	200	300	400	500	600	650
$E'$	2,7	27	81	135	170	216	270	540	810	1080	1350	1620	1750
$E'/E$	0,014	0,14	0,405	0,68	0,85	1,08	1,35	2,70	4,05	5,40	6,75	8,10	8,75

Какие же выводы можно сделать из данных табл. 2? Рассмотрим статические условия. Наибольшие потенциальные возможности для метаморфизации растворов за счет ионообменной адсорбции создаются в случае слабоминерализованных вод с концентрацией  $<10$  г/л, для которых емкость обмена превышает содержание катионов в поровых водах в несколько раз. Именно с такими растворами изучал реакции кальциево-натриевого и натриево-кальциевого обмена в системе раствор — порода К. Г. Лазарев (1959). Но при минерализации раствора 75—80 г/л отношение  $E'/E=1$ . Начиная с этого предела, в статических условиях даже чисто теоретически невозможно метаморфизовать раствор хлористого натрия при взаимодействии с исключительно кальциевым поглощенным комплексом даже наполовину (до  $rNa/rCl < 0,5$ ). Практически же вследствие значительно большей сорбционной емкости и силы сорбции кальция, чем натрия (см. дальше), в этом случае можно достичь значений коэффициента  $rNa/rCl$  0,7—0,8.

По мере повышения минерализации от 80 г/л возможности метаморфизации натриевых растворов в кальциево-натриевые еще более снижаются; сверхкрепкие рассолы с минерализацией 500—600 г/л путем ионообменной адсорбции можно метаморфизовать не более чем на несколько %-экв. Отсюда ясно, что генезис сверхкрепких хлоридно-кальциевых рассолов нельзя связывать с катионным обменом, как это делали, например, И. К. Зайцев и Е. А. Басков (1961), стоящие на позициях седиментационной гипотезы происхождения этих рассолов и, следовательно, отрицающие существенную региональную их динамичность в недрах.

Как же меняется возможность метаморфизации растворов в динамических условиях по сравнению с таковой в статических? Здесь все зависит от соотношения объемов раствора и порового пространства грунта, через который фильтруются раствор, т. е. объемной скорости. Поэтому, абстрагируясь от природных условий, можно сказать, что динамичность растворов независимо от их концентрации может приводить как к повышению метаморфизации, так и к снижению ее по сравнению со статическими условиями. Так, при концентрации раствора 75—80 г/л и объеме порового пространства грунта, равном двукратному объему пропускаемого раствора (порционное, т. е. прерывистое, движение раствора), метаморфизация последнего будет выше, чем в статических условиях, ибо  $E'/E$  будет уже равно не 1, а 0,5. При  $n$ -кратном превышении (изменении) объема порового пространства ( $n > 2$ )  $E'/E = n^{-1}$  и метаморфизация еще более повысится. Наоборот, при объеме порового прост-

ранства грунта, меньшем объема пропускаемого раствора в  $n$  раз,  $E'/E=n$  и метаморфизация будет соответственно в несколько раз меньше по сравнению с таковой в статических условиях.

Но какой же из этих случаев больше соответствует обстановке естественных подземных резервуаров? Со времени своего образования поровое пространство осадочных пород полностью заполнено седиментационной водой. В процессе уплотнения осадков и сокращения порового пространства избыточная часть флюидов удаляется из осадочных толщ. Поэтому для осадочной толщи отдельных седиментационных бассейнов в целом на седиментационных и тем более на инфильтрационных этапах развития более типичен второй случай, когда объем порового пространства значительно меньше объема фильтрующегося через него раствора. Следовательно, динамичность растворов в природных условиях в целом для бассейна приводит не к увеличению метаморфизации подземных растворов, как полагают Е. В. Пиннекер (1966), В. А. Кротова и др., а, наоборот, к ее снижению. Следует также учесть, что региональное движение подземных вод происходит по достаточно проницаемым песчаным или карбонатным коллекторам, для которых величина  $E$  в несколько раз меньше, чем для глинистых пород (во столько же раз больше и величина  $E'/E$ ).

В условиях Ангаро-Ленского бассейна ( $M_s$  до 600 г/л,  $E'/E \geq 8$ ) при полном использовании емкости ионного обмена из хлоридно-натриевых рассолов выщелачивания каменной соли по схеме Е. В. Пиннекера невозможно получить рассолы с отношением  $rNa/rCl < 0,9$  ( $1,0 - 1/8 \approx 0,9$ ).

Таблица 3

Состав катионов поглощенного комплекса и равновесного раствора современной пресноводной (П) и современной морской (М) обстановок, %-экв (данные Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой, 1962<sub>1,2</sub> и Е. Д. Зайцевой, 1962)

Среда	Na	K	Mg	Ca
П Поглощенный комплекс	2—41,2	1,3—3,0	17,8—31,26	65,4—75,8
Равновесный раствор	13,2—39,7	0,1—3,7	21,0—30,7	29,4—58,5
М Поглощенный комплекс *	35,6; 51,0	12,4; 16,2	45,6; 23,8	6,3; 9,0
Равновесный раствор **	77,8; 77,2	2,2; 1,6	16,0; 17,7	4,0; 3,5

\* Левые числа — современные осадки Черного моря (среднее по 8 образцам), правые числа — современные осадки Северного Ледовитого океана (среднее по 7 образцам).

А если учесть, что Е. В. Пиннекером предполагается 10-кратная смена рассолов в недрах, то имеющихся запасов катионов в поглощенном комплексе хватит лишь на то, чтобы снизить  $rNa/rCl$  этих рассолов с 1,0 до 0,99. Эти расчеты делаются при исключительно теоретическом условии, что поглощенный комплекс осадков со времени их накопления представлен был одним кальцием. Хотя метаморфизация рассолов в прямом направлении возможна непосредственно в солеродных бассейнах (особенно благоприятные условия для этого были при высокой упругости углекислого газа в атмосфере начала палеозоя), но только на эвтонических стадиях развития галогенеза в этих бассейнах можно ожидать преобладания кальция в их составе (после выпадения солей натрия и магния).

Первичный поглощенный комплекс современных осадков морского генезиса, в том числе и галогенных, имеет магниевно-натриевый, в лучшем случае кальциево-натриево-магниевый состав. Только в солонатоводных и пресноводных осадках в поглощенном комплексе преобладает кальций (табл. 3), но эти осадки имеют подчиненное развитие в чехле артезианских бассейнов. Например, кальций преобладает в поглощенном



комплексе новоевксинских солоноватоводных осадков Черного моря (Зайцева, 1962). Осолонение поровых вод этих осадков за счет фильтрации растворов или диффузии солей из вышележащей зоны более осолоненных осадков (Страхов, 1963) привело к формированию растворов хлоридно-кальциево-натриевого состава с  $rNa/rCl$  до 0,7—0,6 (Шишкина, 1959). Аналогичные явления могут иметь место при чередовании морских и пресноводных отложений, фаций аридного и гумидного типа.

### ПРИЧИНЫ И МАСШТАБЫ ПЕРЕРОЖДЕНИЯ МОРСКОГО ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА В «КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ»

Метаморфизация растворов и изменение состава поглощенного комплекса — взаимосвязанные процессы. Преобразование морского, натриево-магниевого поглощенного комплекса в существенно кальциевый возможно только при изменении состава равновесного раствора. Это может осуществиться двумя путями: 1) гипергенный путь — вступление породы в зону гипергенеза; 2) катагенный путь — перерождение состава подземного раствора при его химическом взаимодействии с породой-коллектором (доломитизация, альбитизация, цеолитизация и т. д.).

**Гипергенный путь.** Масштабы перерождения морского поглощенного комплекса в континентальный ограничивают следующие обстоятельства.

1. Зона гипергенеза, или, в понимании гидрогеологов, зона интенсивного водообмена, в большинстве артезианских бассейнов имеет мощность несколько десятков — первые сотни метров и ограничена снизу обычно региональным базисом эрозии. Мощность зоны интенсивного водообмена составляет всего несколько процентов от мощности чехла наиболее крупных артезианских бассейнов. Нижезалегающая зона замедленного водообмена содержит уже достаточно концентрированные, обычно хлоридные или гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые и магниевонатриевые воды с соотношением катионов, близким к морской воде, малоэффективные в отношении перерождения натриево-магниевого морского поглощенного комплекса в преимущественно кальциевый.

2. Континентальные перерывы в истории отдельных артезианских бассейнов не столь часты. Их количество для большей части артезианских бассейнов СССР не превышает 5—7. При палеогидрогеологическом анализе в каждом бассейне выделяются мощные толщи, на которых влияние гипергенных факторов не сказывалось в течение всей геологической истории формирования чехла (Гатальский, 1951) и которые часто тем не менее характеризуются преимущественно натриево-магниевым-кальциевым, значительно перерожденным, поглощенным комплексом (Волго-Уральская область и др.).

3. Очевидно, гипергенное преобразование морского поглощенного комплекса мало вероятно, а порой и невозможно в областях аридного климата, где грунтовые воды сильно засолены и имеют преимущественно сульфатно-хлоридный, магниевонатриевый состав.

4. Интенсивное движение воды в зоне гипергенеза происходит лишь по проницаемым горизонтам. Глинистые толщи являются водоупорными и свой растворенный в поровых водах солевой комплекс могут обменивать с растворами водоносных горизонтов главным образом за счет диффузии, которая протекает крайне медленно; при значительной мощности глинистых горизонтов такой диффузионный обмен может приобрести стационарный характер только в течение сотен миллионов лет. Видимо, по этой причине многие образцы морских глин, отобранные в зоне гипергенеза на глубинах 20—30 м и даже иногда 1—5 м, еще существенно не изменили первично-морской облик своего поглощенного комплекса (Граumberг, Спиро, 1965; Бунеев, 1956; Реутова и др., 1963; Горькова и др., 1963; Горькова, 1965; Ларина, Подгорская, 1966; и др.), а также

морской облик поровых растворов — до 20 г/л (Реутова и др., 1963). Скорость перерождения поглощенного комплекса глин зависит от их проницаемости, мощности, степени уплотнения, минерализации вод смежных водоносных горизонтов, скоростей их движения и т. д. С ростом глубины, ухудшением условий водообмена возможности гипергенного преобразования поглощенного комплекса глинистых толщ сильно ухудшаются.

В целом гипергенные фазы (как и фазы опреснения в развитии седиментационного бассейна) охватывают сравнительно небольшие интервалы отложений по мощности и способствуют «переносу» в недра сравнительно небольших количеств кальция, поглощаемого главным образом в более или менее проницаемых горизонтах, характеризующихся низкой емкостью обмена. Часть кальция в этих зонах способна в дальнейшем при замещении опресненных инфильтрогенных вод морскими (трансгрессирующими морей) обменяться на натрий и магний и тем самым несколько изменить состав формирующихся пластовых вод. Вполне понятно, что, несмотря на широкую распространенность этого процесса, масштабы его метаморфизирующего влияния на подземные воды очень невелики.

**Катагенный путь.** Метаморфизируемые различными путями в процессе прогрессивного литогенеза подземные воды преимущественно седиментогенного генезиса, вступая в контакт с глинистыми толщами, способны перерождать состав поглощенного комплекса последних, метаморфизируясь в свою очередь в обратном направлении. Решая этот вопрос, мы столкнулись с трудностями, возникшими при анализе разобщенных данных различных исследователей по составу поглощенного комплекса, полученных разными методами и часто трудносопоставимых. Поэтому сделанные здесь выводы должны рассматриваться как предварительные.

Степень преобразования глубокозалегающих подземных вод в процессе литогенеза по линии обогащения их кальцием возрастает по мере увеличения глубины и геологического возраста заключающих их отложений. Она максимальна для нижне- и средне-палеозойских отложений

( $\frac{rCl - rNa}{rMg}$  до 5—10 и более,  $rNa/rCl$  0,7—0,4 и менее) и имеет умерен-

ные значения для мезозойско-кайнозойских отложений

до 2—7, редко выше,  $rNa/rCl$  0,9—0,7, редко ниже).

Как показывают данные табл. 4, поглощенный комплекс морских глинистых пород палеозоя также обогащен кальцием в сравнительно большей степени, чем поглощенный комплекс мезозойско-кайнозойских отложений. Однако первично-седиментационные различия в составе поглощенного комплекса различных фаций мезозоя и кайнозоя сохраняются и в зоне катагенеза: различаются континентальные отложения гумидного и аридного типов, глубоководные морские и прибрежно-морские отложения и т. д. (табл. 4). Как видно на фиг. 2, состав поглощенного комплекса зависит в основном от палеосолености вод бассейнов седиментации и почти не зависит от глубины — одного из главных факторов преобразования состава подземных вод.

Все это говорит о том, что преобразование состава поглощенного комплекса и в зоне катагенеза идет очень слабо. Как и преобразование состава растворов в коллекторах, преобразование состава поглощенного комплекса глинистых отложений направлено главным образом по линии уменьшения содержания магния и возрастания кальция (см. табл. 3 и 4). Лишь в палеозойских, сравнительно маломощных глинистых горизонтах Волго-Уральской области преобразование поглощенного комплекса, возможно, шло также в небольшой степени и по линии замены первичного натрия на накапливающийся в подземных водах кальций. Первичные фациальные различия отложений по составу поглощенного

$$\left( \frac{rCl - rNa}{rMg} \right)$$

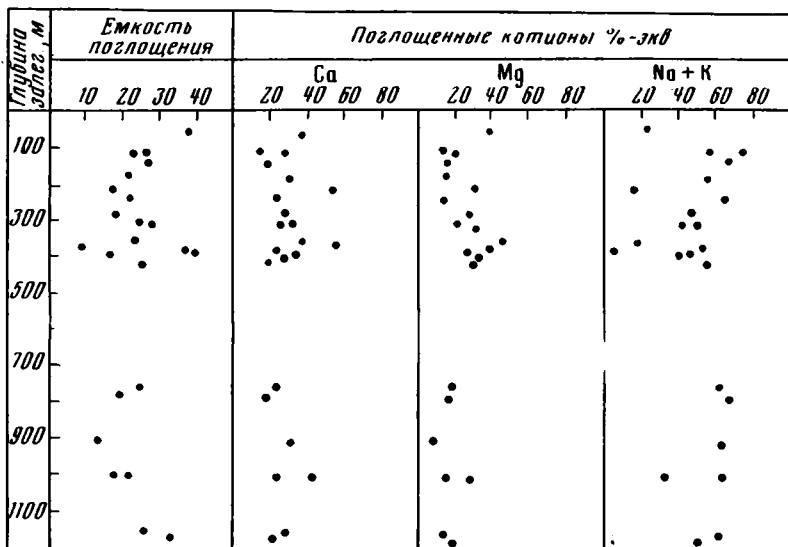
Таблица 4

Состав катионов поглощенного комплекса глинистых водоупорных пород и подземных вод коллекторов зоны весьма замедленного водообмена

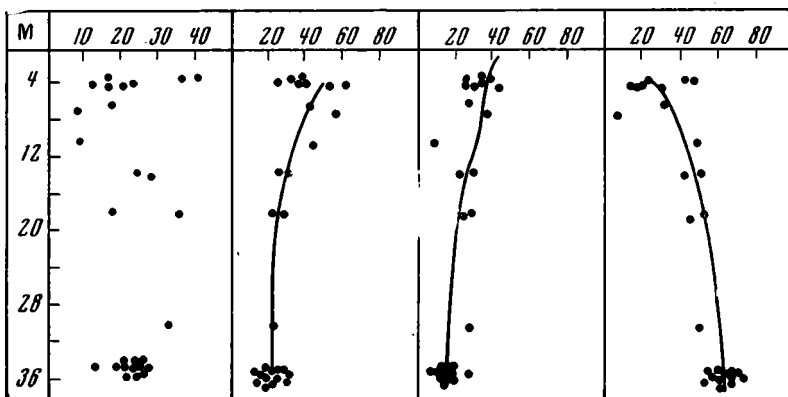
Местоположение	Возраст	Фациальные условия образования глин	Глубина, м	Количество определений	Состав катионов, %-экв (среднеарифметические значения)				Автор*, год
					Na	K	Mg	Ca	
Предкавказье Подземные воды	$Pg_s-N_1$	Морские	501—936	6	34,7	2,6	33,1	29,06	Н. С. Реутова и др., 1963 М. И. Габинет и др., 1963
Карпаты (Скибовая зона) Подземные воды	$Cr-Pg$	То же	20—3000	270	88—90	12,9	4—12	34,5	
Ставрополье (Русский хутор)** Подземные воды	$Cr_1^{4+5}$	Морские, глубоководные	2626—3172	8	70—85	13,0	4—8	10—25	О. Г. Ларина, Г. А. Подгорская, 1966
То же	$Cr_1^3$	Морские, мелководные	3172—3270	3	86—95	13,0	7,2	24,0	
» » Подземные воды	$Cr_1^{1+2}$	Прибрежно-морские	3263—3299	5	40,3	10,3	13,2	36,2	То же
Фергана (Сары-Ток и Сары-Камыш) То же	$I_{1+2}$	Континентальные гумидные	1500	5	22,2	21,2	13,3	43,3	» »
Куйбышевское Поволжье	$P_2$	Преимущественно морские	1500	5	70—90	—	2—7	8—22	» »
То же	$C_2$	Морские	300—500	33	19,3	—	80,7	—	» »
» » Подземные воды	$C_1^2$	Солонатоводные, пресноводные	1000—1500	28	54,9	—	45,1	—	» »
Куйбышевское Поволжье	$C, P$	Морские, прибрежно-морские	1000—2500	74	28,6	11,0	60,4	—	А. Н. Козин, 1958
» »	$D_3^1$	Морские	1600—3500	18	27,7	15,3	57,0	—	
Татария, Башкирия	$D_3^2$	Морские, прибрежно-морские	1500—2000	48	30,7	17,8	51,4	—	К. Ф. Родионова, Е. М. Мочалова, 1960
Подземные воды терригенного девона	$D_3$	Морские, прибрежно-морские	1500—2000	48	70—95	5—10	20—30	—	
					24,1	15,4	60,5	—	» »
					31,4	11,2	57,4	—	» »
					44	13	43	—	» »
					(16,4—66,4)	(0,8—28,5)	(27,7—70,6)	—	» »
					50—70	3—8	30—50	—	» »

\* Подсчет среднеарифметических значений выполнен автором статьи.

\*\* Результаты по 7 другим разведочным площадям Ставрополья аналогичны.



а



М минерализация вод бассейнов седиментации

б

Фиг. 2. Зависимость состава поглощенного комплекса глинистых пород от современной глубины залегания (а) и палеосолености вод бассейнов их седиментации (б) на примере мезозойско-кайнозойских отложений Кавказа

Построено по данным К. Ф. Родионовой и Е. М. Мочаловой, 1960

комплекса здесь уже значительно сглажены (см. данные А. Н. Козина по морским и угленосным отложениям). По своему химическому облику подземные рассолы девона и карбона Волго-Уральской области несингенетичны вмещающим их коллекторам и глинистым толщам и, вероятнее всего, связаны с миграцией рапы из развивавшихся позднее бассейнов галогенеза по схеме, обоснованной в работах М. Г. Валяшко и др. (1965).

Таким образом, заметное катагенное перерождение морского поглощенного комплекса глинистых отложений в «континентальный» намечается только в палеозойских отложениях; происходит оно за счет изменения состава подземных и поровых равновесных растворов главным образом в процессе химических превращений минерального и органического вещества терригенных и карбонатных пород при литогенезе (Лебедев, 1968, и др.). Перерождение находящегося в равновесии с раство-

рами поглощенного комплекса несколько тормозит реакции метаморфизации самих растворов, так как поступающий в раствор кальций частично входит в поглощенный комплекс. Итак, мы приходим в данном случае к выводу, противоположному господствовавшему до недавнего времени о решающей роли катионного обмена в метаморфизации подземных вод. Таким образом, в зависимости от конкретных условий ионообменная адсорбция может как вызывать метаморфизацию ГПВ в прямом направлении, так и тормозить ее, но масштабы процессов в обоих случаях незначительны и уменьшаются с глубиной в связи с падением емкости обмена глин и ростом минерализации подземных вод.

## ЛИТЕРАТУРА

- Басков Е. А. О роли процессов литогенеза и катагенеза в формировании химического состава подземных вод артезианских бассейнов. ГО СССР.— Тез. докл. к совещ.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968.
- Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз, 1956.
- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965.
- Гатальский М. А. Палеогеогеология и ее значение при изучении нефтеносных областей.— Тр. ВНИГРИ, Л., геол. сб. 1 (IV), 1951.
- Горькова И. М., Душкина Н. А., Окнина Н. А. и др. Природа пльвинности последних морских глин Прибеломорской низменности Карельской АССР.— В сб.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых горных пород в процессе литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени литификации. М., «Наука», 1965.
- Грамберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия севера средней Сибири в позднем палеозое и мезозое.— Тр. НИИГА, Л., 1965, т. 142.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных отложений. М., «Мир», 1967.
- Зайцев И. К. Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных.— Сов. геология, 1968, № 1.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Подземные рассолы и некоторые полезные ископаемые Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, вып. 46.
- Зайцева Е. Д. Емкость обмена катионов донных отложений северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 5.
- Зайцева Е. Д. Обменные катионы осадков Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии. М., 1962, т. 54.
- Затенцакая Н. П. Поровые воды глинистых пород и их роль в формировании подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Козин А. Н. Состав поглощенных оснований пород продуктивных горизонтов нефтяных месторождений Куйбышевского Поволжья и его отношение к их нефтеносности и формированию пластывод хлор-кальциевого типа.— Тр. Ин-та Гипросток-нефть. Куйбышев, 1958, т. 1.
- Кузнецов А. М. Особенности формирования солевого состава подземных вод на примере изучения свойств вод пермской толщи в Приуралье.— Тр. II совещ. по подземн. водам и инженерн. геол. Восточной Сибири, 1961, вып. 4.
- Кускова Н. К. О зависимости состава поглощенных оснований пород от состава взаимодействующих с ними вод.— Тр. ИГиРГИ. М., 1960, т. 1.
- Лазарев К. Г. О влиянии катионного обмена на химический состав воды при фильтрации ее через грунт.— Гидрохим. мат-лы, 1959, 28.
- Ларина О. Г., Подгорская Г. А. Результаты изучения состава поглощенного комплекса глинистых пород морских и континентальных отложений в связи с их нефтегазосностью.— Вестн. МГУ, геол., 1966, № 4.
- Лебедев В. И. Седиментационно-диагенетическая теория образования хлоридных кальциевых вод.— Матер. научн. семин. по пробл. формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968.
- Нестерова И. Л. Поглощенные основания глинистых пород и их изменения по разрезу.— Тр. ГИН. М., 1965, вып. 115.
- Петровская А. Н., Макаровичкина К. М. Применение емкости катионного обмена при корреляции терригенных разрезов и некоторые вопросы методики ее определения. В н.-техн. сб. ВПИИ по добыче нефти, 1964, вып. 25.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.
- Реутова Н. С., Бочарова И. С., Громова В. М., Окнина Н. А. К вопросу изменения состояния и свойств глинистых пород при гравитационном уплотнении и выветривании.— В сб.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Родионова К. Ф., Мочалова Е. М. Обменные основания глинистых пород продуктивных толщ девона Татарии и Башкирии как возможный показатель солености вод древних бассейнов.— Тр. ВНИГНИ, М., 1960, вып. 23.
- Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенного комплекса глин для случаев равновесия с растворами типа морской воды.— Тр. НИИГА, Л., 1956, т. 86.
- Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенных оснований в случае равновесия с растворами различного типа.— Тр. НИИГА, Л., 1959, т. 98.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Тажеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тажеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хачванкян М. А. Комплекс адсорбированных на глине катионов в равновесии с некоторыми типами природных вод.— Гидрохим. мат-лы, 1948, т. 14.
- Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава морских иловых вод Черного моря.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.

ВНИГРИ  
Ленинград

Дата поступления  
6.1.1971

## **ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ Ж. ПЕДРО**

**В. А. БРОНЕВОЙ**

Настоящее сообщение представляет собой критический обзор исследований Ж. Педро с сотрудниками по проблеме экспериментального моделирования некоторых процессов, протекающих в зоне гипергенеза. Кроме общего анализа этих работ более подробно рассмотрены вопросы геохимической типизации кор выветривания, поведение алюминия в экспериментальных системах и механизм образования гидроокислов алюминия.

Воспроизведение в лабораторных условиях процессов, протекающих (или протекавших) в естественных обстановках, всегда было объектом колоссальных усилий многих поколений исследователей.

Применительно к процессам, протекающим в зоне гипергенеза, т. е. в приповерхностной части земной коры вне постоянных водоемов, попытки такого рода до самых последних лет, как правило, оканчивались неудачей. Это объясняется прежде всего обилием и резкой изменчивостью во времени и пространстве факторов, определяющих течение процессов в зоне гипергенеза, и несоизмеримостью в большинстве случаев скорости этих процессов с продолжительностью человеческой жизни. Последнее заставляет интенсифицировать лабораторные процессы, а это ставит под сомнение возможность проводить аналогию между результатом эксперимента и природным явлением.

Совершенно очевидно, что выход из создавшегося положения должен заключаться в такой постановке эксперимента, при которой действительно происходит лишь ускорение изучаемого процесса, но исключается возможность его качественно иного развития. В случае, если в результате такого эксперимента получены продукты аналогичные или тождественные естественным, схему моделирования можно считать приемлемой. Правда, и при этом необходимо отдавать себе отчет в том, что полученные результаты могут являться конвергентными по отношению к моделируемому естественному объекту.

Работы Ж. Педро посвящены изучению процесса корообразования — одного из наиболее сложных явлений приповерхностного изменения горных пород.

Ценность этих исследований заключается не только в достигнутых им результатах, но и в той методике экспериментов, которая при этом была разработана. Когда читаешь описание проведенной Ж. Педро работы, становится ясно, что успех опытов был предрешен уже в тот момент, когда для проведения их был выбран простой и давно известный химикам прибор — экстрактор типа «Сокслет».

Выбор этого прибора позволил сразу же решить почти все основные трудности, связанные с созданием лабораторной модели выветривания. Важнейшими из них являются следующие: воспроизведение цикла воды (термин Ж. Педро), т. е. последовательного развития процесса циркуляции воды в приповерхностной зоне земной коры: выпадение осадков —

инфильтрация и сток — накопление — испарение; создание условий, характерных по крайней мере для двух из трех основных геохимических зон профиля выветривания: зоны постоянной аэрации, расположенной выше максимально высокого уровня стояния грунтовых вод, и зоны колебания уровня грунтовых вод, расположенной между крайними отметками стояния этого уровня; возможность изучения остаточных (твердых) продуктов выветривания и продуктов, поступивших в раствор (фильтрат выветривания, по Ж. Педро); возможность легкого изменения почти всех основных агентов выветривания (интенсивность дренажа, температура дренирующих растворов, состав дренирующих растворов и т. д.).

Интересно было бы также изучение процессов, происходящих в постоянно обводненной зоне, расположенной непосредственно ниже максимально низкого уровня стояния грунтовых вод. Чрезвычайно медленная фильтрация вод в этой зоне, повышенные концентрации ряда элементов в растворе, специфический режим  $O_2$ ,  $CO_2$  и других газов безусловно, должны приводить к развитию процессов иного типа, чем в вышележащих зонах.

Вторым, наиболее важным, достижением экспериментов следует считать то, что исследуемые породы были взяты в виде относительно крупных обломков, доступных для петрографического изучения в шлифах и гораздо точнее соответствующих физическому состоянию горных пород при естественном выветривании, чем порошки.

Третьим условием экспериментов было то, что почти все опыты продолжались до существенного минералогического и химического изменения исходных пород. В отличие от подавляющего большинства других экспериментальных работ это создавало возможность для анализа процессов выветривания не только по составу вынесенных компонентов породы, но и по составу и строению остаточных продуктов выветривания.

В качестве основы при разработке схемы экспериментов Ж. Педро использованы физико-географические и физико-химические параметры современных климатических обстановок гумидной тропической зоны.

Таблица 1

Основные физико-химические параметры среды выветривания в экспериментах с базальтом (Pedro, 1964)

Параметры эксперимента	Тип эксперимента				
	Опыт с $H_2O$	Опыт с раствором $CO_2$	Опыт с раствором $CH_3COOH$	Опыт с $H_2O$	
				замедленный дренаж	пониженная температура
Температура, °C	65—70	65—70	65—70	40—45	20
Дренаж, л/день	2,5	5,0	5,0	0,4	5,0
pH конденсата	6,5	4,0	2,5	6,5	6,5
pH вод выщелачивания	Начало опыта	?	~2,5?	6,7	>7?
	Конец опыта	7,3—8,0	4,8—5,5	~2,5?	?
Содержание $CO_2$ в воде «Сокслета», мг/л	0,12	400	?	0,15	0,50
Содержание $O_2$ в воде «Сокслета», мг/л	3,8	Нет	?	3,5	8,75
Продолжительность опытов, дни	640	550	6	395	325

Основные параметры экспериментов для одного типа исходных пород (базальты) сведены в табл. 1.

Поскольку в основном эксперименте Ж. Педро получены продукты, аналогичные бокситам, интересно сравнить экспериментальные условия с условиями, характерными именно для областей современного бокситообразования, а не для всей гумидной тропической зоны в целом. О характере основных физико-химических параметров среды современного



(Броневой и др., 1971) бокситообразования можно судить по работам М. Бонифа (Bonifas, 1959), Т. Ф. Бейтс (1964), Р. Менье (Maignien, 1958), Н. А. Лисицкой (1967), В. А. Броневого и др. (1970) и др. Судя по этим работам, а также учитывая главнейшие особенности в поведении алюминия и кремния в зоне гипергенеза (Броневой, Михайлов, 1970, 1971), можно утверждать, что отличие экспериментального процесса бокситообразования в опытах Ж. Педро от процесса естественного главным образом количественное и заключается в следующем: температура дренирующих растворов вдвое выше, чем в естественной обстановке; количество осадков в 20—300 раз больше, чем в областях бокситообразования; абсолютная влажность в атмосфере «Сокслета» в 10—15 раз выше, чем в областях бокситообразования; количество  $O_2$  и  $CO_2$  в опытах с водой при  $t=65-70^\circ C$  соответственно в 3—4 раза меньше, а в опытах с  $CO_2$  близко к естественным обстановкам.

Однако с позиций существующих представлений об условиях бокситообразования экспериментальное выветривание, проведенное Ж. Педро, по некоторым показателям отличается от естественного и качественно. К числу таких показателей прежде всего относится режим выпадения осадков, а следовательно, и режим дренажа выветривающихся пород. В экспериментальной установке породы постоянно промываются водой, тогда как в естественных условиях все районы распространения молодых латеритных бокситов оказываются приуроченными к областям с переменновлажным климатом суданского (или аналогичного) ему типа.

В этом отношении интересно отметить, что представление о разделении климатов на постоянно-влажные и переменновлажные требует уточнения. Дело в том, что, как отмечает Ж. Педро (Pedro, 1964), даже в наиболее влажных районах мира, таких, как острова Полинезии, южные предгорья Гималаев, южные районы Индокитая и др., максимальное количество дней в году с дождями не превосходит 200—240. Если же учесть, что и в этих районах осадки выпадают только в течение нескольких часов в сутки, то при пересчете на год это составит не более 4—5% времени (Pedro, 1968). Для районов с резко выраженными сухими и влажными сезонами эти данные оказываются в 2—3 раза меньше. Естественно, что лишь по этому показателю гумидная тропическая зона выступает в целом как единая и неделимая область. Вместе с тем закономерность выделения переменновлажных и постоянно-влажных областей в пределах гумидных тропиков очевидна, а отличия этих областей прежде всего заключаются в реакции растительности на режим выпадения осадков. В переменновлажных областях отчетливо выделяются сезоны, характеризующиеся бурным развитием растительности, и сезоны, характеризующиеся резким подавлением этого процесса. В областях с постоянно-влажным климатом растительность развивается постоянно. В связи с этим находится и состав растворов, дренирующих коры выветривания разных (по режиму выпадения осадков) районов гумидной тропической зоны.

В районах с постоянно-влажным климатом поверхностные и грунтовые воды в течение всего года содержат некоторое (возможно, достаточно большое) количество низкомолекулярных органических кислот как продуктов разложения постоянно отмирающих растительных масс, в то время как в районах с отчетливо выраженным и продолжительным сухим сезоном существуют периоды, когда таких кислот нет или их количество в грунтовых водах весьма незначительно. В случае реализации этих различий переменновлажных и постоянно-влажных областей вполне очевидно их весьма существенное влияние на развитие процессов выветривания.

В этом отношении условия выветривания в опытах Ж. Педро оказываются аналогичными именно обстановкам с переменновлажным климатом, так как воздействие на выветривающиеся породы органической

материи в «Сокслете» практически полностью исключается в связи с весьма высокой температурой (60—70° С).

Итак, экспериментальная модель выветривания, созданная Ж. Педро в опытах с водой и раствором  $\text{CO}_2$ , ближе всего по реализующимся в ней условиям к обстановкам, существующим в настоящее время на поверхности Земли в областях с жарким перемененно-влажным климатом. Что касается остальных опытов, то для них подыскать аналогию в современных климатических обстановках гораздо труднее. Однако значение их как сравнительного материала для анализа опытов с водой и раствором  $\text{CO}_2$  достаточно велико.

Экспериментальному выветриванию в опытах Ж. Педро были подвергнуты породы существенно разного состава: гранит, трахиандезит, базальт, каолинистая глина, мергель. Кроме того, как самостоятельный объект исследования, были изучены фильтраты выветривания, рассматривавшиеся в качестве исходного вещества для новообразованных минералов вне профиля коры выветривания.

Чтобы не возвращаться к обсуждению этого раздела работы Ж. Педро ниже, отметим, что выводы автора, касающиеся интерпретации различных вопросов седиментологии на основе проведенных им экспериментов, нам представляются не вполне доказательными.

Совершенно очевидно, что использование для этих целей материалов по фильтратам выветривания не позволяет проводить аналогию между процессами естественного и лабораторного осадконакопления. Для этого необходимо создание существенно иных экспериментальных установок, действительно отражающих специфические условия бассейнов осадконакопления. В связи с этим сравнение Ж. Педро ассоциаций новообразованных минералов в фильтратах выветривания с естественными парагенезисами, существующими в осадочных породах (парагенез осадочных железных руд и др.) весьма дискуссионно и мало убедительно.

Иное впечатление остается после анализа разделов работы Ж. Педро, посвященных изучению остаточных фаз экспериментального выветривания, баланса вынесенных и оставшихся на месте элементов и происходящих при этом процессов минералообразования. Нам представляется, что Ж. Педро первому удалось достаточно близко воспроизвести и изучить в лаборатории некоторые явления, протекающие в природе при образовании латеритных кор выветривания и латеритных бокситов.

Однако при анализе и этих разделов необходимо отделить фактический материал и бесспорные выводы, основанные на этом материале, от некоторых предположений автора, допускающих иное толкование. Это особенно важно сейчас, когда работы Ж. Педро, как первые исследования такого типа, несомненно будут широко использованы геологами для генетической интерпретации различных геологических образований.

К числу наиболее важных выводов Ж. Педро, хорошо обоснованных фактическим материалом в его работах, относятся следующие: 1) направленность развития процессов выветривания не зависит от состава исходных пород и определяется только условиями выветривания; 2) состав и строение исходных пород оказывают влияние на скорость развития процессов выветривания, а также на состав и строение продуктов выветривания; 3) все зоны профиля коры выветривания развиваются одновременно как результат реакции исходных пород на изменение условий выветривания с глубиной; 4) образование бокситов при выветривании алюмосиликатов (в том числе и каолинита) может происходить как под действием чистой воды, так и под действием воды с  $\text{CO}_2$  при температуре по крайней мере 40—60° С и скорости дренажа 0,5—5,0 л/день; 5) наличие в дренирующих водах растворенного  $\text{CO}_2$  ускоряет процесс бокситизации но не изменяет его качественно; 6) качественное различие в течении процессов выветривания наблюдалось при резком изменении

pH растворов (опыты с водой и уксусной кислотой) или их температуры (опыты с водой при  $t=40-60-70^\circ\text{C}$  и  $t=20^\circ\text{C}$ ).

Большинство этих выводов является первым экспериментальным подтверждением вполне очевидных закономерностей, вытекающих из анализа геологических наблюдений.

Отбратимся теперь к анализу наиболее важных из высказываемых Ж. Педро положений, справедливость которых представляется не вполне доказанной.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЛАТЕРИТНОГО ТИПА

Вопросы фациального анализа кор выветривания в настоящее время являются наиболее сложной малоразработанной, но весьма перспективной частью общей проблемы фациального анализа древней суши. Развитие геохимии за последние годы позволяет ряду исследователей высказывать мнение о том, что сходные по вещественному составу зоны кор выветривания, образовавшиеся в различных климатических условиях, должны различаться по их геохимической характеристике. Иными словами, ставится вопрос о необходимости разработки методов, позволяющих отличать, например, каолинитовую глину коры выветривания из латеритного профиля от аналогичной глины из нелатеритной коры выветривания. Вполне очевидно исключительная ценность такой методики (если бы она была разработана) не только для фациального анализа, но и для прогнозной оценки площадей на полезные ископаемые, связанные с латеритной корой выветривания (бокситы, железные руды, россыпи минералов титана и циркония и т. п.).

Предлагаемая Ж. Педро схема геохимической типизации кор выветривания (Pedro, 1964, 1966) по первому впечатлению может претендовать на роль такой методики. Рассмотрим ее более подробно.

Справедливо отмечая, что отношение  $K = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  не позволяет однозначно определить тип выветривания в широком диапазоне содержаний этих элементов, Ж. Педро предлагает использовать другой пара-

метр  $L = \frac{\text{SiO}_2^1}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$  в фильтре, сравнивая его с

отношением  $R = \frac{\text{SiO}_2^1 \text{связ}}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$  в исходной породе. Путем

определенных рассуждений о динамике выноса кремния по сравнению с выносом  $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  и на основании эмпирических данных по материалам проведенных опытов он приходит к выводу о том, что процесс латеритизации должен характеризоваться только неравенством  $R \geq L$ . При неравенстве  $0,64R \leq L < R$  развивается процесс каолинизации, а при  $L < 0,64R$  происходит монтмориллонитизация и (или) гидрослю-дизация породы.

Выведенные Ж. Педро неравенства, по существу, являются своеобразной формой записи химического состава различных типов глинистых пород и бокситов (при условии отсутствия существенной примеси минералов иного состава). Поэтому нельзя не согласиться с тем, что этими неравенствами действительно могут (но не обязательно должны) быть охарактеризованы соответствующие зоны коры выветривания. Однако вывод о возможности установления по ним типа выветривания нам представляется в принципе неправильным.

Очевидно, что процесс накопления свободных гидроокислов алюминия в коре выветривания может происходить двумя путями: при непосредственном замещении первичных алюмосиликатных минералов гидро-

<sup>1</sup> За вычетом количеств  $\text{SiO}_2$  в кварце, халцедоне и опале.

окислами алюминия или с образованием промежуточных зон гидрослю-  
дисто-монтмориллонитового и (или) каолинитового состава.

В связи с этим совершенно ясно, что соотношение параметров  $R$  и  $L$ , на-  
пример, для самых нижних горизонтов структурных бокситов зависит от  
того, на какой стадии находится процесс выщелачивания кремния. В по-  
давляющем большинстве случаев, чем меньше кремневый модуль бокси-  
тов (даже при полном отсутствии кварца), тем отчетливее  $R > L$ . Анало-  
гичная картина наблюдается и при изучении переходных слоев между  
любыми другими зонами коры выветривания. Рассчитанные нами пара-  
метры  $L$ ,  $R$ ,  $\frac{1}{R}$  и  $0,64R$  для большого количества разрезов кор выветри-

вания Гвинеи, Тургайского прогиба и Приморья (по материалам  
Б. М. Михайлова и Г. В. Куликовой) показывают, что по предлагаемым  
Ж. Педро параметрам глинистые зоны бокситоносных и небокситоносных  
кор выветривания не отличаются друг от друга, а бокситы разных разре-  
зов кор выветривания могут характеризоваться как неравенством  
 $R > L$ , так и неравенством  $R < L$ .

В связи с этим предлагаемый Ж. Педро метод геохимической типиза-  
ции кор выветривания вряд ли можно считать удовлетворительным, так  
как и при использовании этого метода на латеритный характер про-  
филя указывает только наличие в элювии свободного глинозема.

### ПОВЕДЕНИЕ АЛЮМИНИЯ ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ

Характер влияния различных агентов выветривания на изменение на-  
правленности процесса выветривания иллюстрируется табл. 2, составлен-  
ной по материалам Ж. Педро для одного типа пород (базальты).

Таблица 2

Поведение главных породообразующих элементов в экспериментах с базальтом  
(Pedro, 1964)

Показатели течения процесса	Тип эксперимента			
	Опыт с $H_2O$ ( $t=60-70^\circ C$ )	Опыт с раствором $CO_2$ ( $t=60-70^\circ C$ )	Опыт с раствором $CH_3COOH$ ( $t=60-70^\circ C$ )	Опыт с $H_2O$ ( $t=20^\circ C$ )
pH растворов вы- щелачивания	$>7$ (7,3—9,5)	$<7$ (4,8—5,5)	$\ll 7$ (2,5)	$>7$ (?)
Характер пове- дения элемен- тов в экспери- ментальной коре выветри- вания	Al Выносится частично	Накапливается		Выносится полно- стью Накапливается
	Fe Накапливается пол- ностью	Выносится су- щественно	Выносится полностью	
	Ti Выносится частично	?		?
Si, Mg, Ca, Na, K	Выносится полностью			Частично накопи- вается Si, Mg Ca
Минеральные ново- образования	Бёмит, гиббсит, гематит, гетит, аморфная гидроокись Fe		Нет	Глинистые минера- лы типа стевенита

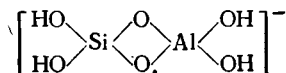
В табл. 2 не включены данные о влиянии скорости дренажа на процессы выветривания в связи с тем,  
что принятые в опытах величины дренажа (5; 2,5; 0,4 л/день) настолько велики, что даже при крайних  
значениях не вызывают принципиального изменения в процессе выветривания.

Анализ этой таблицы показывает, что при экспериментальном вывет-  
ривании поведение алюминия оказывается весьма разнообразным. В одних опытах (с раствором  $CO_2$ ) он почти полностью накапливается  
в элювии, в других (с раствором уксусной кислоты и водой при

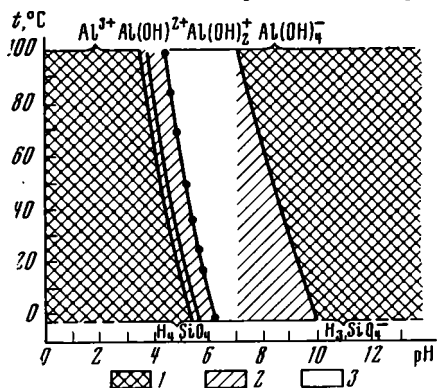
$t=20^{\circ}\text{C}$ ) — полностью выносятся, а в третьих (опыты с водой при  $t=60-70^{\circ}\text{C}$ ) — частично выносятся.

Объяснение наблюдавшихся явлений, предложенное Ж. Педро, вызывает некоторые возражения, особенно в той части, которая касается анализа поведения алюминия в опытах с водой при  $t=60-70^{\circ}\text{C}$  и  $t=20^{\circ}\text{C}$  и в опытах с раствором  $\text{CO}_2$ .

Для объяснения подвижности алюминия в растворах этих опытов Ж. Педро предполагает возможность стадийного разложения алюмосиликатов, при котором первоначально в раствор поступают комплексные ионы алюминия и кремния



как продукт только частичного разрушения тетраэдрических элементов структуры алюмосиликата. Уже в растворе по истечении времени и по достижении некоторой концентрации эти комплексные соединения, по



Фиг. 1. Схема взаимодействия алюминия и кремния в растворе в зависимости от температуры и pH растворов

1 — соосаждение Al и Si из раствора не происходит; 2 — интенсивность реакции соосаждения минимальна; 3 — интенсивность реакции соосаждения максимальна

относительно продолжительном существовании его в виде сложного комплекса с алюминием не вполне убедительно.

Объяснение почти всех особенностей поведения алюминия можно найти, исходя из его формы нахождения в растворе, зависящей в первую очередь от pH и  $t$  растворов, а также из особенностей взаимоотношения разных форм алюминия и кремния в растворе (Бронева, Михайлов, 1970, 1971). Графически зависимость поведения алюминия и кремния в растворе от pH и  $t^{\circ}\text{C}$  можно выразить в виде диаграммы (фиг. 1).

Как следует из этой диаграммы, алюминий в присутствии кремния при  $t=60-70^{\circ}\text{C}$  должен быть абсолютно подвижен в опытах с уксусной кислотой ( $\text{pH}=2,5$ ), частично подвижен в опытах с чистой водой ( $\text{pH}=7,3-9,5$ ) и почти совершенно неподвижен в опытах с  $\text{CO}_2$  ( $\text{pH}=4,8-5,6$ ). Что касается опытов с чистой водой при  $t=20^{\circ}\text{C}$ , то в этом случае подвижность алюминия связана не только с его замедленным осаждением под действием кремния (фиг. 1), но и с весьма высокой скоростью дренажа (5 л/день), при которой замедление осаждения элемента приводит к его полному выносу.

Очень важно в связи с этим отметить, что  $t=20^{\circ}\text{C}$  соответствует изотерме, которая, по данным Г. И. Бушинского, ограничивает область рас-

пространения современных латеритных бокситов. На этот вопрос необходимо обратить особое внимание также и потому, что материалы, полученные Ж. Педро, являются первой успешной попыткой экспериментального изучения зависимости поведения алюминия в смешанных растворах от температуры.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БЕМИТА И ГИББСИТА ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ

В опытах Ж. Педро, где в качестве агентов выветривания использована вода или раствор  $\text{CO}_2$ , были установлены два новообразованных минерала алюминия: бёмит и (или) гиббсит.

Поскольку именно этими минералами сложено подавляющее большинство бокситов мира, выяснение возможных физико-химических параметров их образования представляет исключительный интерес.

Ж. Педро предложил две гипотезы, объясняющие механизм формирования гидроокислов алюминия. По одной из них (Pedro, 1964), образование бёмита или гиббсита зависит в основном от интенсивности дренажа: при скорости фильтрации выше 200 мм/день образуется бёмит, а при уменьшении дренажа до 150 мм/день и ниже — гиббсит.

Совершенно иные результаты принесли более поздние опыты Ж. Педро. При фильтрации раствора  $\text{CO}_2$  ( $t=65^\circ\text{C}$ ) через обломки мергеля в атмосферной зоне «Сокслета» при скорости фильтрации выше 200 мм/день был получен не бёмит, а гиббсит (Pedro, 1970). В экспериментах же по выщелачиванию искусственных смесей аморфных гидроокислов алюминия и кремния (Pedro, Lubin, 1968) под действием чистой воды (рН 6,4) и раствора  $\text{CO}_2$  (рН 4,5) при одинаковой температуре ( $70^\circ\text{C}$ ) и одинаковом дренаже (3 л/день) были получены разные минералы гиббсит в опытах с раствором  $\text{CO}_2$  и бёмит в опытах с чистой водой. Поскольку эти эксперименты отличались прежде всего по величине рН, Ж. Педро высказал предположение о том, что формирование того или иного гидроокисла алюминия зависит от формы, в которой алюминий находится в растворе.

При рН 4,5 и  $t=70^\circ\text{C}$  доминирующая форма алюминия в растворе — катион  $[\text{Al}(\text{OH})_2]^+$ , а при рН 6,4 и той же температуре — анион  $[\text{Al}(\text{HO})_4]^-$ .

При осаждении алюминия из растворов полимеризация ионов  $[\text{Al}(\text{OH})_2]^+$  путем непосредственной координации ионов  $(\text{OH})^-$  приводит, по мнению Ж. Педро, к образованию гиббсита, а полимеризация ионов  $[\text{Al}(\text{OH})_4]^-$  в связи с появлением связей  $\text{O}—\text{O}$  (через общий кислород) влечет за собой образование бёмита<sup>2</sup>.

Однако и эта гипотеза, как и первая идея (Pedro, 1964), не может удовлетворительно объяснить результаты всех экспериментов, опубликованных им в настоящее время. Судя по табл. 3, образование бёмита или гиббсита не зависит ни от интенсивности дренажа, ни от величины рН дренирующих растворов в диапазоне колебаний этой величины от 4,0 до 6,4. Если учитывать только эксперименты Ж. Педро, скорее можно сделать вывод, обратный тому, который предлагается этим исследователем, так как при значениях рН > 6,4 в его опытах установлен только гиббсит.

Преимущественное развитие в осадках из щелочных растворов в непроточной среде именно гиббсита или байерита, а не бёмита, демонстрируют большинство экспериментов (Boer et al., 1954; Ginsberg et al., 1961, 1962; Caillere, Henin, 1963; Caillere, Pobeguín, 1965; Гербийон, Гастуш, 1964; Маккензи и др., 1964; Hem, Roberson, 1967; Reesman, Keller, 1968; и др.). Хорошо раскристаллизованного бёмита в опытах такого типа

<sup>2</sup> Совершенно аналогичную идею высказал недавно В. Н. Григорьев (1970).

установлено не было, хотя в свежевывапавшем геле неоднократно фиксировалось присутствие так называемого псевдобёмита (Paree et al., 1958) — минерала, почти тождественного по структуре бёмиту, но обладающего весьма малым размером кристаллитов. Интересно отметить, что при старении таких гелей «псевдобёмит» быстро замещается байеритом, причем этот процесс ускоряется при подщелачивании раствора и замедляется при подкислении.

В экспериментах по осаждению алюминия из кислых растворов образование кристаллических фаз происходит гораздо медленнее и было зафиксировано далеко не во всех опытах. В тех же случаях, когда была

Таблица 3

Сводная таблица некоторых параметров опытов Ж. Педро, в которых наблюдалось образование бёмита или гиббсита (Pedro, 1964; Pedro, Lubin, 1968<sub>1, 2</sub>; Pedro, 1970)

Агент выветривания и температура, °С	Зона в «Соклете» и скорость дренажа, мм/день	Выветривающееся вещество	pH растворов	Новообразованный минерал
Чистая вода, 60—70	Атмосферная зона (>200)	Гранит Базальт Трахиандезит Каолинит	6,0 6,4 6,4 6,0	Бёмит
	Зона колебания уровня воды в цилиндре (<150)	Гранит Базальт Трахиандезит Смесь аморфных гидроксидов Al и Si	6,8—7,2 7,3—8,0 7,3—7,8 6,4	Гиббсит Бёмит
Вода с CO <sub>2</sub> , 60—70	Атмосферная зона (>200)	Гранит Базальт Мергель	4,0 4,5 4,5	Бёмит Гиббсит
	Зона колебания уровня воды в цилиндре (<150)	Гранит Базальт Смесь аморфных гидроксидов Al и Si	4,4—4,9 4,8—5,5 4,5	Гиббсит

получена кристаллическая фаза, в разных опытах она оказалась представленной разными минералами. Так, А. Гербийон, М. К. Гастуш (1964) и ряд других исследователей сообщили о получении ими гиббсита, а С. Кайер и С. Энен (Caillere, Henin, 1961; Caillere, Pobeguip, 1965) и др. — о формировании бёмита.

Развитие всех этих достаточно противоречивых на первый взгляд явлений вполне закономерно и вытекает из свойств растворов алюминия твердых кристаллических и аморфных фаз гидроокиси алюминия.

В различных горных породах (в том числе и бокситах) в настоящее время известно кроме аморфной гидроокиси по крайней мере пять минералов алюминия, содержащих гидроксил (ОН<sup>-</sup>), каждый из которых может образоваться при комнатной температуре и давлении 1 атм (гиббсит, байерит, нордстрандит, бёмит, диаспор). Совершенно очевидно, что в присутствии воды в этих условиях стабильной может быть только одна из этих фаз, а все остальные должны иметь тенденцию приближаться к наиболее стабильной фазе одним из двух путей: перекристаллизацией с образованием нового минерала или растворением и последующим ростом кристаллов нового минерала. В обоих случаях такие изменения встречают препятствие в виде стабилизирующего и защитного влияния поверхности частиц (Reesman et al., 1969).

Теоретические расчеты (Pougbaix, 1963; и др.) и экспериментальные исследования (Кеннеди, 1964; и др.) показывают, что наиболее стабильной фазой среди гидроксидов алюминия в условиях поверхности Земли является гиббсит, а наименее стабильной — аморфная гидроокись алюми-

ния. Все остальные минералы занимают промежуточное положение и располагаются в следующей последовательности (в порядке возрастания степени стабильности): бёмит, диаспер, байерит, нордстрандит.

Наличие в горных породах, образующихся на поверхности Земли (в том числе и в современных отложениях), не только гиббсита, но и других гидроокислов алюминия связано с разной скоростью их формирования, величина которой в общем случае обратно пропорциональна степени стабильности минерала (Кеннеди, 1964; Reesman et al., 1969 и др.). Следствием этого является то, что самый стабильный минерал образуется при самой низкой активности алюминия, т. е. может осаждаться из растворов, характеризующихся весьма малыми концентрациями этого элемента (Reesman, Keller, 1968; Reesman et al., 1969; и др.).

Интересна и важна для рассматриваемого вопроса еще одна закономерность, которая заключается в том, что гели гидроокиси алюминия, выпадающие из щелочных или кислых растворов, обладают резко различной способностью к раскристаллизации. Если в щелочных условиях кристаллические продукты в гелях появляются уже в первые дни после начала эксперимента, то в кислых обстановках нередко даже по прошествии многих месяцев не удается подметить никаких следов начавшейся кристаллизации. Причины этого явления пока не получили исчерпывающего объяснения, хотя сам факт бесспорен (Schofield, Taylor, 1954; Гербийон, Гастуш, 1964; Hem, Roberson, 1967; Reesman, Keller, 1968; Pedro, Lubin, 1968; и др.).

Учитывая все это, можно сделать общий вывод о том, что интенсификация процессов, приводящих к образованию гидроокислов алюминия (каким бы способом она не осуществлялась), должна стимулировать формирование менее стабильных фаз. Примером тому могут служить опыты Ж. Педро по выщелачиванию гранита, базальта и трахиандезита чистой водой или раствором  $\text{CO}_2$ . Несмотря на то что рН агентов выветривания в этих опытах резко различны, распределение в экспериментальном профиле выветривания бёмита и гиббсита оказывается одинаковым для обоих экспериментов. Бёмит фиксируется только в верхней зоне «Сокслета», где процесс выветривания резко ускорен весьма высокой интенсивностью дренажа, а гиббсит — в нижней, где скорость дренажа гораздо ниже.

Следствием этого может быть вывод о том, что при некоторой (достаточно низкой) скорости выветривания образующиеся латерит-бокситы должны содержать только один тип гидроокиси алюминия — гиббсит. Именно эту картину и демонстрируют все известные в настоящее время латеритные бокситы с хорошо сохранившейся структурой первичных пород. Последнее отметить весьма важно, так как только это обстоятельство бесспорно указывает на отсутствие при образовании этих пород существенного влияния процессов быстрого химического осаждения алюминия из достаточно концентрированных растворов, приводящее к образованию коллоидных выделений различного типа.

Выше было указано на то, что осаждение глинозема из таких растворов должно стимулировать образование не стабильных (гиббсит), а метастабильных фаз (бёмит, диаспор). Вероятно, именно с этим связано появление бёмита (и диаспора) в верхней части латеритного профиля при его разрушении, а также в цементе и бобово-оолитовых образованиях в делювиально-пролювиальных (шлейфовых) бокситах, дренируемых растворами, содержащими относительно большое количество растворенного алюминия (Бронева и др., 1970).

Особенно интересна в этом отношении схема последовательности минералообразования в группе гидроокислов алюминия, выявленная на основании детального изучения взаимоотношения разных минеральных фаз в бокситах Гвинеи (фиг. 2). Появление в этих бокситах гиббсита как самой последней (по времени образования) фазы среди гидроокислов алю-



миния в виде мелких друз в трещинах, секущих все остальные минералы, показывает, что формирование этой генерации гиббсита происходило из весьма разбавленных растворов уже после их основной разгрузки в виде бёмита (Бронева и др., 1971).

Преимущественное развитие гиббсита в осадках гидроокиси алюминия из щелочных растворов также связано с взаимоотношением и скоростями образования стабильных и метастабильных фаз, однако это проявляется несколько в ином виде. Основное значение в этом случае приобретает повышенная способность к кристаллизации гелей, выпавших из щелочных растворов. Как отмечалось выше, и в этих условиях бёмит (или «псевдобёмит») нередко является первой кристаллической фазой осадка, которая затем относительно быстро замещается более стабильным байеритом (или гиббситом).

*Литеритный профиль  
коры выветривания*

*Шлейфовые бокситы, образующиеся  
при разрушении структурных бокситов*

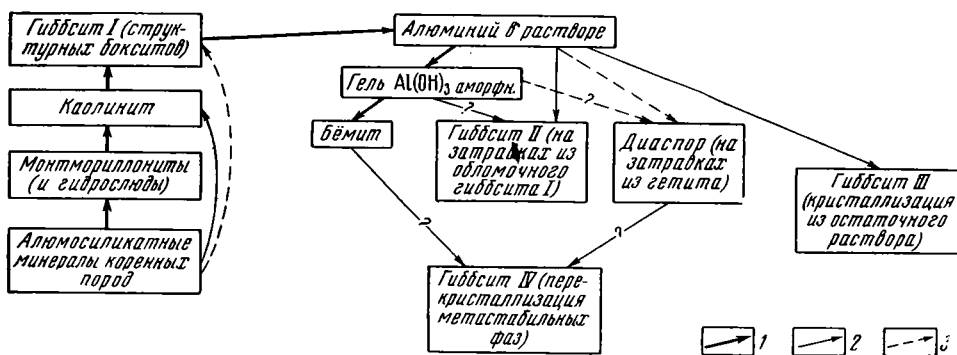


Рис. 2. Схема последовательности минералообразования алюмосиликатных минералов и гидроокислов алюминия в латеритных покровах Западной Африки  
Вероятность реализации процесса: 1 — максимальная, 2 — средняя, 3 — минимальная

Нетрудно в связи с этим представить и такой случай, когда интенсивность кристаллизации геля, выпавшего из щелочных растворов, будет такова, что промежуточная фаза практически вообще не будет образовываться, и аморфная гидроокись будет переходить непосредственно в гиббсит. Кстати, нередкое появление в рассматриваемых условиях в лабораторных опытах байерита, а не гиббсита, объясняется тем, что эти минералы весьма близки по степени стабильности друг к другу, и формирование первого из них может оказаться предпочтительнее в искусственно созданных системах в связи с ограниченностью времени экспериментов и слишком большой скоростью осаждения геля. На переход байерита в гиббсит по мере старения осадка указывали еще в 1961—1962 гг. Г. Гинзберг с соавторами (Ginsberg et al., 1961, 1962).

Очень интересны результаты теоретических расчетов, опубликованные в последнее время Л. Р. Гарднером и И. Г. Ганеевым, В. А. Теняковым, доказывающие возможность формирования гиббсита (как стабильной фазы на поверхности Земли) и в кислых (Gardner, 1970) и в щелочных растворах (Ганеев, Теняков, 1971). Особого внимания заслуживают материалы И. Г. Ганеева и В. А. Тенякова, показавших, что к гиббситовому мотиву структуры новообразованных минералов приводит не только полимеризация катионов алюминия (Hem, Roberson, 1967; Григорьев, 1970), но и его комплексного аниона  $[Al(OH)_4(H_2O)_2]^-$ .

В заключение хотелось бы отметить, что в коротком обзоре нельзя рассмотреть все вопросы, поднятые Ж. Педро. Мы коснулись лишь немногих, но и они показывают, что работа, проведенная Ж. Педро,—начало

новой эпохи в развитии экспериментальных исследований гипергенеза. Успехи, достигнутые Ж. Педро, безусловно, послужат толчком к проведению подобных работ многими исследователями, а тип использованного им прибора — прообразом новых приборов, которые позволят более совершенно моделировать естественные гипергенные процессы в лабораторных условиях. Свидетельством исключительной научной значимости исследований Ж. Педро в области экспериментального изучения гипергенных процессов является то, что почти все его работы переведены и опубликованы в СССР в серии «Наука и Земля. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии» (Педро, 1971).

## ЛИТЕРАТУРА

- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах.— В сб.: Геология и минералогия бокситов, М., «Мир», 1964.
- Бронево́й В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В., Михайлов Б. М., Покровский В. А., Сафронова О. Ф., Селиверстов Ю. П. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка).— Сов. геология, 1970, № 9.
- Бронево́й В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В. Особенности минералообразования при формировании бокситов в западной части Либерийского щита.— В сб.: Тез. докл. на совещ. по корам выветривания Сибири. Новосибирск, 1971.
- Бронево́й В. А., Михайлов Б. М. К вопросу о геохимии алюминия в зоне гипергенеза. I. Растворы окислов и гидроокислов алюминия.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Бронево́й В. А., Михайлов Б. М. К вопросу о геохимии алюминия в зоне гипергенеза. II. Поведение алюминия в смешанных растворах (алюминий и кремний).— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Ганеев И. Г., Теняков В. А. К геохимии алюминия в зоне энергичного гидролитического разложения алюмосиликатов в корях выветривания.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 6.
- Гербийон А., Гастуш М. К. Синтез и генезис гидраргиллита.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов, М., «Мир», 1964.
- Григорьев В. Н. Влияние карбонатных пород на формирование вещественного состава геосинклинальных бокситов.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 5.
- Кеннеди Д. К. Фазовые отношения в системе  $Al_2O_3-H_2O$  при высоких температурах и давлениях.— В сб.: Геология и минералогия бокситов, М., «Мир», 1964.
- Лисицына Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Маккензи Р. К., Мелдау Р., Гард Д. А. Строение гелей полуторных окислов. II. Гели глинозема.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов, М., «Мир», 1964.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород, М., «Мир», 1971.
- Ronifas M. Contribution à l'étude Geochimique de l'alteration lateritique.— Mem. serv. carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, 1959, No. 17.
- Voer J. H., Fortuin J. M., Steggerda J. J. The dehydration of alumina hydrates.— I—II Proc. Acad. Sci. Amst., 1954, v. 57, p. 170—180, p. 434—443.
- Caillere S., Henin S. Synthèse des menéraux a basse temperature: essai de Mise au point.— Clay Minerals. Bull., 1963, No. 30, v. 5.
- Caillere S., Pobeguín M. Bauxites du Midi de la France.— Mem. Muzeum National d'histoire naturella, 1965, t. XII, fasc 4.
- Gardner L. R. A chemical model for the origin of gibbsite from Kaolinite.— Amer. Mineralogist, v. 55, No. 7—8, 1970.
- Ginsberg H., Hutting W., Stiehl H. Beitrage sur System  $Al_2O_3-H_2O$ .— Z. anorgan und allgem. Chem., 1961, Bd. 309, Hf. 5—6; 1962, Bd. 318, Hf. 5—6.
- Hem J. D., Roberson C. E. Form and stability of aluminium hydroxide complexes in dilute solution.— Geol. Survey Water supply, paper 1827—A, U. S. Gov. Print. Off., Washington, 1967.
- Maignien R. Le cuirassement des sols en Guinee Afrique occidentale.— Mem. serv. carte geol. d'alsace lorraine, 1958, No. 16, Strasbourg.
- Papee D., Tertian R., Biais R. Research on the constitution of gels and crystalline hydrates on the alumina.— Bull. Soc. chim. France, 1958, p. 1301—1310.
- Pedro G. Contribution à l'étude experimentale de l'alteration geochimique des roches cristallines.— Theses presentes à la Faculté des sciences de l'Université de Paris. Serie 4164, 1964, No. 5015.
- Pedro G. Essai sur la caracterisation geochimique des differents processus zonaux resultat de l'alternation des rockes superficiells (cycle aluminosilicique).— Comt. rend. Acad. Sci., Paris, 1966, t. 262, Ser. D. No. 17.

- Pedro G. Distribution des principaux typer d'alternation chimique à la surface du globe.— Rev. geogr. Phys. geol. dynamique, 1968, v. X, fasc. 5.
- Pedro G. Sur l'alternation des meteriaux calcaires en conditions (lateritisantes): étude expérimentale de l'évolution d'une marne illitique.— Comt. rend. Acad. Sci., Paris, 1970, t. 270, Ser. D, No. 1.
- Pedro G., Lubin J. C. Sur l'évolution de gels aluminosiliciques en milieu lessive: influence de la nature des agents d'alternation sur l'edification de boehmite ou de gibbsite au sein des produits eluviaux.— Comt. rend. Acad. Sci., Paris, 1968, t. 266, Ser. D, No. 6.
- Pedro G., Lubin J. C. Etudes sur l'évolution geochimique de gels aluminosiliciques et la formation des hydroxydes d'aluminium en conditions de libre drainage.— Ann. Agron., 1968, t. 19, No. 3.
- Pedro G., J. Berrier. Sur l'alteration expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau.— Comt. rend. Acad. Sci., Paris, 1966, t. 262, Ser. D, No. 7.
- Pourbaix M. Atlas d'équilibres électrochimiques. Paris, 1963.
- Reesman U. L., Keller W. D. Aqueous solubility studies of highalumina and clay minerals.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53.
- Reesman U. L., Pickett E. E., Keller W. D. Aluminium ions in aqueous solutions. Amer. J. Sci., 1969, v. 267, No. 1.
- Schofield R. K., Taylor A. W. The hydrolysis of aluminium salt solutions.— J. Chem. Soc., 1954, p. 787—791.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Дата поступления  
3.VI.1971

УДК 551.311.24

## К ВОПРОСУ О ХИМИЧЕСКОЙ МОБИЛИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА НА ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЯХ

*В. П. ЗВЕРЕВ*

Изучение гидрогеохимического баланса территории СССР показало, что большая часть растворенных веществ, выносимых в океаны и внутренние моря реками, поступает в результате подземного химического стока — главного механизма химической мобилизации. В результате подземного химического стока происходит снижение земной поверхности, превосходящее величину механической эрозии в стабильных тектонических структурах. На территории СССР подобные районы составляют 64% от всей площади.

Хорошо известно, что мобилизация вещества, аккумулирующегося в виде донных осадков в конечных водоемах стока (океаны, внутренние моря и озера), происходит в результате механической эрозии и химической денудации.

В последнем случае как результат процесса обычно подразумевают деятельность поверхностных вод по переносу растворенных веществ под влиянием гравитационного движения вод к базисам эрозии. Рассмотрению этого вопроса посвящен целый ряд работ многих исследователей (Penk, 1894; Clark, 1924; Алекин, Бражникова, 1964; Лопатин, 1952; Максимович, 1955; Livingstone, 1963). В них дается количественная оценка химического стока с континентов и обсуждается его роль в денудации земной коры.

Последние работы (Макаренко и др., 1968) показали, что в действительности этот процесс более сложен, чем считали раньше. Исследование баланса растворенного вещества на территории СССР (Зверев, 1971) позволило дать количественную оценку отдельным его составляющим, каждой из которых соответствует определенный геохимический процесс изменения вещества верхов земной коры. Сток растворенных веществ подразделяется на соли атмосферного происхождения, собственно поверхностный химический сток, подземный химический сток и соли, аккумулирующиеся в приповерхностных горизонтах засушливых областей.

Атмосферные осадки наряду с солями морского и воздушного происхождения переносят значительные количества растворенных веществ, образующихся в результате взаимодействия атмосферных вод с выносимыми ветром частицами почв, горных пород и т. д. По-видимому, эта величина является показателем количества хорошо растворимых солей во всей массе вещества, вынесенного с поверхности континентов в результате эоловой деятельности (Зверев, 1968). Часть этих солей, находящихся в объеме воды, соответствующем полному речному стоку, и является атмосферной составляющей химического стока.

Речной водный сток в общих чертах складывается из снеговых и дождевых паводков, верховодного гидравлически не связанного с рекой

(Куделин, 1949) подземного питания и разгрузки собственно подземных вод.

Снеговые и дождевые паводки образуют собственно поверхностный сток. Участвующие в нем растворенные вещества формируются в результате взаимодействия в основном талых и ливневых вод с поверхностными и почвенными (на глубину до нескольких десятков сантиметров) образованиями. С ними выносятся основные массы продуктов почвообразования и биохимической деятельности. Определенная часть поверхностного химического стока формируется в результате растворения взвешенных и влекомых веществ. Как отмечает В. Д. Келлер (1963), эродированное на суше вещество фактически подвергается непрерывному химическому выветриванию во время переноса к местам аккумуляции.

Химические элементы, поступающие в речную сеть с подземным стоком, накапливаются в подземных водах в результате действия двух различных геохимических процессов: химического выветривания и эпигенеза или катагенеза.

Химическое выветривание — часть общего природного процесса разрушения горных пород на поверхности, приводящего к выравниванию рельефа. Оно заключается в изменении минералогического и химического состава породы в новых термодинамических условиях под влиянием водных растворов и биохимической деятельности.

Наиболее интенсивно химическое выветривание развито в гумидных зонах, специфической особенностью которых, как отмечает Н. М. Страхов (1963), оно является, отнесения на второй план процессы чисто физического разрушения пород.

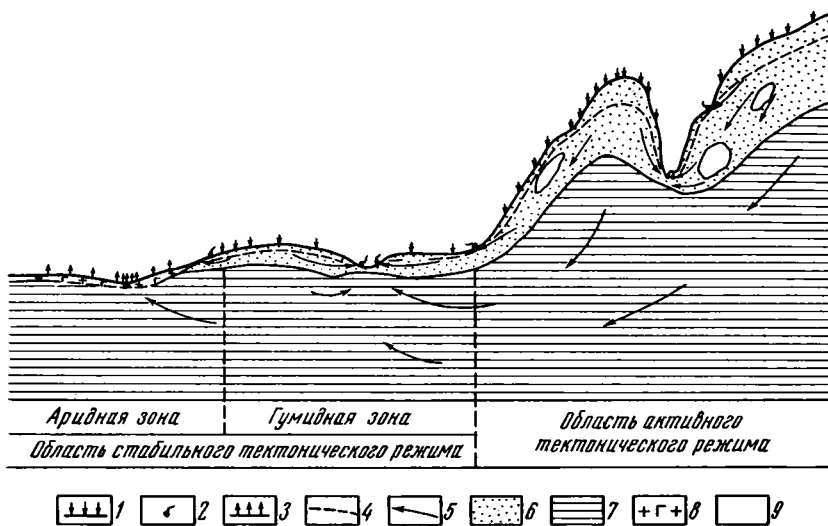
Химическое выветривание горных пород осуществляется в результате действия целого ряда геохимических реакций, среди которых преобладают гидратация и гидролитическое разложение основных породообразующих минералов, окисление железосодержащих и имеющих некарбонатный углерод горных пород, выщелачивание сравнительно хорошо растворимых разностей. Преобладание того или иного типа реакций химического выветривания зависит от состава материнской породы.

Мощность коры выветривания сравнительно невелика. Она изменяется от нескольких метров в сухом климате до десятков и более метров во влажном и жарком и зависит от рельефа, неотектонического режима и состава пород. Химическое выветривание происходит в зоне аэрации в условиях трехфазной системы и частично в зоне распространения грунтовых вод (фиг. 1).

В результате процессов химического выветривания в раствор переходит целый ряд химических элементов, формирующих соленость грунтовых вод, с которыми они затем поступают в реки. Как правило, общая соленость подземных вод, дренирующих зону химического выветривания, крайне низка — несколько сотен  $мг/л$ ; исключения составляют локальные участки выветривания гипсоносных пород и солей — до двух и нескольких десятков  $г/л$ , соответственно. Низкие значения минерализации подземных вод зоны химического выветривания целиком определяются интенсивностью водообмена, который теснейшим образом связан со скоростью движения подземных вод, составляющей здесь  $\sim n \cdot (10^{-2} - 10^{-4})$   $см/сек$ .

В подобных гидродинамических условиях основным механизмом массопереноса растворенных веществ является конвекция. Она служит причиной высокой скорости растворения и выноса его продуктов. Как было показано (Макаренко, Зверев, 1970<sub>1,2</sub>), зоне конвективного массопереноса соответствует широкое развитие карстовых процессов.

Некоторая часть продуктов химического выветривания выносятся с поверхностным стоком в период снеготаяния.



Фиг. 1. Гидрогеологическая схема развития процессов подземной химической денудации

1 — области питания подземных вод; 2 — участки сосредоточенной разгрузки подземных вод; 3 — районы интенсивного испарения с уровня подземных вод; 4 — уровни подземных вод; 5 — направление движения подземных вод; зоны развития подземной химической денудации в результате процессов: 6 — химического выветривания, 7 — эпигенеза или катагенеза, 8 — континентального засоления; 9 — участки плотных неветренных пород в горных районах выше местных базисов дренирования

Таким образом, процесс химического выветривания имеет сравнительно узкое зональное распространение, будучи ограничен самыми верхними частями литосферы.

Широкое развитие имеют также процессы взаимодействия подземных вод с горными породами ниже зоны химического выветривания. Происходящие здесь изменения можно рассматривать как начальный этап двух противоположных процессов.

В случае подъема территории взаимодействия подземных вод с горными породами — регрессивный эпигенез в понятии Л. Б. Рухина — следует оценивать как начальный этап химического выветривания, во время которого происходит мобилизация и вынос значительной части находящихся в породе растворимых солей. При опускании территории эти же процессы следует уже относить к начальному этапу изменения горных пород, приводящему к их последующему метаморфизму и объединяемых понятием начального катагенеза или эпигенеза.

Н. В. Логвиненко (1968) отмечает, что процесс катагенеза по своей природе физико-механический и физико-химический. На стадии катагенеза происходит уплотнение породы, отжим поровых вод и разнообразные процессы коррозии и растворения обломочных зерен и образования новых минералов из растворов или при взаимодействии растворов с твердой фазой.

В результате реализации процессов катагенеза в подземные воды поступают значительные количества различных растворенных соединений в ионной и комплексной форме. При этом формируются воды с высокой минерализацией и разнообразным химическим составом. В гидрогеологическом отношении зона начального катагенеза или эпигенеза относится к зоне замедленного водообмена, в пределах которой также осуществляется постоянное гравитационное движение подземных вод, определяемое положением областей питания и базисов дренирования, со ско-

ростью  $\sim (10^{-5} - 10^{-8})$  см/сек. Массоперенос в этой зоне протекает в основном по механизму конвективной диффузии. Зона подземных вод начального катагенеза имеет широкое распространение, проникая на глубину до 2—3 км (Зайцев, Басков, 1969).

Таким образом, гравитационные подземные воды зоны замедленного водообмена и начального катагенеза вовлечены в общую систему круговорота природных вод. В конечном итоге их разгрузка, как и вод зоны химического выветривания, осуществляется в пределах долин крупных рек. Она может проявляться в виде отдельных сосредоточенных источников, а также в скрытом виде. Как показал А. И. Силин-Бекчурин (1941), в этом случае в поперечном профиле речных долин характерно проявление купола минерализованных вод.

Некоторую долю в подземный химический сток вносят также высокоминерализованные воды нижней гидродинамической зоны застойного водного режима или крайне замедленного водообмена.

Скорость движения подземных вод этой зоны крайне мала (менее  $10^{-8}$  см/сек). Основным механизмом массопереноса вещества в подобных условиях становится молекулярная диффузия, осуществляющая основное перераспределение растворенного вещества. Все же и в этой зоне под влиянием геостатического давления происходит перемещение подземных вод, проявляющееся в основном в подпитывании вышележащих водоносных горизонтов.

Поскольку подземный химический сток (Макаренко, Зверев, 1970<sub>3</sub>) образуется в результате дренирования всей массы подземных вод, несомненный интерес представляет оценка количества вещества, поступающего в речную систему из зон химического выветривания и эпигенеза или катагенеза.

Массу воды, перемещающуюся в пределах каждой зоны, можно условно оценить по известному уравнению  $Q = h \cdot v \cdot n$ , где  $h$  — мощность зоны;  $v$  — действительная скорость движения подземных вод;  $n$  — пористость;  $Q$  — расход подземных вод в каждом сечении.

Для зоны химического выветривания или активного водообмена  $h \approx 100$  м,  $v \approx n \cdot (10^{-2} - 10^{-4})$  см/сек,  $n \approx 0,40$ . Для зоны начального катагенеза и замедленного водообмена  $h \approx 1000 - 3000$  м в среднем ( $\approx 2000$  м),  $v \approx (10^{-5} - 10^{-7})$  см/сек,  $n \approx 0,20$ .

Таким образом,

$$\frac{Q_{\text{хим. выветр.}}}{Q_{\text{нач. катагенез}}} \approx 10^3,$$

т. е. фактически подземный сток в верхней гидродинамической зоне на два порядка выше, чем в нижней. Подобные данные приводит и Ф. А. Макаренко (1948), считающий, что на долю подземного стока зоны активного водообмена приходится 99% всего подземного стока.

Второй параметр, определяющий величину подземного химического стока, — общая минерализация подземных вод. В пределах зоны химического выветривания она обычно очень низка — не больше 1 г/л (в среднем 0,5 г/л). В зоне начального катагенеза, соответствующей зоне замедленного водообмена, соленость подземных вод намного выше — от нескольких до более 300 г/л в местах распространения галогенных формаций. В среднем, с известной степенью допущения, ее можно принять равной  $n \cdot 10$  г/л, где наиболее вероятно  $n = 5$ . Отсюда следует, что общая соленость подземных вод зоны замедленного водообмена на два порядка выше, чем в зоне активного водообмена. Таким образом, между величиной солености и скоростью водообмена подземной гидросферы существует обратно пропорциональная зависимость. Такая связь между рассматриваемыми параметрами вытекает и из уравнения конвективно-диффузионного растворения (Макаренко, Зверев, 1970<sub>2</sub>).

Следовательно, величины подземного химического стока в верхней и средней гидродинамических зонах в пределах гумидной зоны одного порядка. В свою очередь в аридных районах, где подземный сток в зоне активного водообмена практически отсутствует, основным агентом подземного химического стока являются воды нижних гидродинамических зон.

Поскольку в результате деятельности подземного химического стока из толщи верхних частей земной коры выносятся значительные массы растворенных веществ (~300 млн. т в год), его следует рассматривать как один из процессов, изменяющих объемы и строение приповерхностных частей Земли, т. е. как подземную химическую денудацию (Макаренко, Зверев, 1970<sub>1</sub>).

В связи с этим необходимо остановиться на проблеме соотношения химической и механической денудаций, являющейся весьма важной для изучения процессов седиментации. Этому вопросу посвящен целый ряд специальных исследований (Страхов, 1960—1962; Казаринов, 1965; Казаринов и др., 1969; и др.), и, кроме того, он стал предметом весьма оживленной дискуссии в печати (Страхов, 1964; Казаринов, 1965).

В результате анализа данных по выносу реками растворенных и взвешенных материалов Н. М. Страхов (1960) пришел к выводу, что механическая и химическая денудации возрастают в условиях горного рельефа. По абсолютной величине механическая денудация в горных районах намного больше и подавляет своей массой химическую. При выравнивании рельефа химическая денудация сокращается, но благодаря значительно большему спаду механической начинает играть главенствующую роль.

Выводы, полученные В. П. Казариновым (1965), в значительной мере противоположны. Он пишет (Казаринов, 1965, стр. 93), «что интенсивность химического выветривания (количество выносимых химически растворенных элементов с одной кубической единицы выветривающихся пород — объема дренируемых масс) значительно возрастает по мере сглаживания рельефа». Эти же идеи стали отправным моментом и новой монографии (Казаринов и др., 1969).

В основу своих построений В. П. Казаринов с соавторами положили определение годового стока растворенных соединений с единицы объема дренируемых пород, который они считают «объективной количественной мерой интенсивности химического выноса веществ (или отдельных элементов) с водосбора данной реки» (Казаринов, 1969, стр. 30). Эта величина названа «индексом химического выветривания». Авторы действительно выбрали наиболее объективный показатель, который позволяет установить удельную величину выносимого в растворенном состоянии вещества от всей массы породы, подвергающейся выветриванию.

В то же время использование этого принципа требует очень точного определения объема горной породы, дренируемой определенным водным источником, и количества растворенного вещества, поступающего с подземными водами из выделяемого объема.

В рассматриваемой работе объем дренируемых пород подсчитывался по гипсометрической карте; за зону активного водообмена принимались породы, заключенные между дневной поверхностью и уровнем тальвега. В принципе это правильно (Макаренко, 1968). Однако в подавляющем большинстве случаев подземные воды, поступающие в реки, дренируют и другие значительные объемы пород, находящиеся ниже тальвегов. Выделенная в качестве единственного источника речных солей зона в действительности является только составной его частью. Ее вклад в общий химический сток, как показано выше, составляет ~50% подземного стока, или ~25—30% всей массы солей, участвующих в речном стоке.



Помимо этого, примерно такое же количество солей поступает и из нижней гидродинамической зоны, соответствующей развитию процессов начального катагенеза и эпигенеза (фиг. 1). Объем этой зоны на один-два порядка больше зоны активного водообмена. Таким образом, объем горных пород, дренируемых подземными водами в платформенных условиях или областях сглаженного рельефа, несомненно, намного больше приводимого В. П. Казариновым с соавторами (1969) в своих расчетах, т. е. индекс химического выветривания (по нашему мнению, его лучше назвать индексом химической денудации) для платформенных условий должен быть уменьшен в несколько, если не в десятки раз.

Устанавливая объемы горных пород, дренируемых в условиях горного рельефа, также необходимо внести некоторые коррективы. Как правило, водоносные горизонты горных областей характеризуются сложным трещинно-жильным строением, т. е. движение воды в них имеет не поровый сплошной характер, а локальный, приуроченный к отдельным системам трещин, в которых и происходит интенсивная фильтрация основной массы подземных вод. Значительные объемы горных пород остаются почти или полностью безводными. Это неоднократно подтверждено бурением, которое показывает, что водоносными оказываются лишь скважины, приуроченные к трещинным зонам. Поэтому в горных районах единовременное интенсивное химическое выветривание происходит не во всем массиве горных пород, а лишь в отдельных зонах. Следовательно, в горных районах индекс химического выветривания должен быть увеличен.

Необходимо также отметить, что величина индекса химического выветривания уже давно используется в гидрогеологии для районов распространения хорошо растворимых горных пород под названием «показатель современной активности карстового процесса», который был предложен Н. В. Родионовым (1958) еще в 1950 г. Этот показатель ( $A$ ) определяется по формуле

$$A = \frac{v}{V} 100$$

% за 100 лет, где  $v$  — объем растворенной породы, вынесенной подземными водами из карстового массива;  $V$  — общий объем карстующейся породы.

Преимущество этого метода состоит в том, что он учитывает лишь определенную массу однородной горной породы, которую дренирует известный объем подземных вод.

Для районов развития карбонатных пород показатель активности карстового процесса характеризуется следующими величинами (Родионов, 1958), % за 1000 лет: для карстового района Сочи — Мацеста — 0,49, для мело-мергельных пород компанского яруса в бассейне р. Северный Донец — 0,27. Показатель активности карстового процесса для Крымской Яйлы (0,08%), приведенный в этой же работе, требует значительного уточнения, так как в последнее время установлено, что основная масса известковых пород дренируется не только источниками южного склона, как это считал Н. В. Родионов, но и является областью питания подземных вод Степного Крыма. Для гипсов, находящихся выше местных базисов эрозии (район г. Уфы), показатель активности карстового процесса равен 1,67% за 1000 лет (Скворцов, 1955), а для гипсов, находящихся ниже местных современных базисов дренирования, — 0,304% за 1000 лет (Зверев, 1967).

Эти данные показывают, что в условиях горного и более расчлененного рельефа подземная химическая денудация не подавляется, а, наоборот, превосходит по абсолютной величине ее значения в равнинных районах.

Таким образом, величины индексов химического выветривания, полученные В. П. Казариновым с соавторами, требуют серьезного уточне-

ния. Поэтому нет достаточных оснований и для пересмотра выводов Н. М. Страхова (1960, 1963) о соотношении между химической денудацией и механической эрозией, которые подтверждаются и гидрогеохимическими методами.

В среднем величина механической эрозии для территории СССР, если оценивать ее стоком взвешенных наносов с территории континента, равна 472 млн.  $t/год$  (Лопатин, 1952). Общий вынос растворенных веществ с подземными водами, по нашим данным, составляет 301 млн.  $t/год$ . Таким образом, хотя механическая денудация для территории СССР более чем в 1,5 раза превышает подземную химическую, эти величины довольно близки.

Для выявления региональных соотношений между механической эрозией и подземной химической денудацией на карте СССР в результате совмещения соответствующих карт были выделены области доминирования того или иного процесса (фиг. 2, см. вклейку к стр. 89). Области, где подземная химическая денудация превышает механическую, охватывают большую часть территории страны. Механическая денудация преобладает лишь в районах интенсивного проявления новейшей тектоники, соответствующих в основном современным горным системам, хотя здесь, что необходимо подчеркнуть, абсолютные значения подземной химической денудации значительно больше, чем на остальной территории. Преобладание в этих районах механической денудации объясняется более резко выраженной ее зависимостью от положения базиса дренирования по сравнению с химической. Это горные районы зоны альпийской складчатой Европейской части СССР и прилегающие к ним территории, Джунгаро-Тяньшаньская и Саяно-Алтайская горные системы, районы Крайнего Севера, включая Балтийский щит, обширные территории восточнее Байкала и Лены. Кроме того, механическая денудация преобладает над подземной химической в отдельных районах Европейской части СССР, что связано, очевидно, с интенсивной сельскохозяйственной деятельностью.

Таким образом, в пределах практически всех стабильных структур, платформы и плит, а также сильно эродированных горноскладчатых сооружений Урала и Центрального Казахстана, подземная химическая денудация преобладает над механической. От общей территории СССР эта область составляет около 64%.

Как отмечает Н. М. Страхов, большая часть осадочных горных пород претерпевает фазовые переходы из твердой в жидкую и обратно. Таким образом, подземная гидросфера — главный механизм земной коры, который перераспределяет вещество внутри ее и выносит на поверхность для нового цикла седиментогенеза.

Если распространить данные о подземном химическом стоке на территории СССР на площадь всех континентов и допустить, что он был выдержан в этих же пределах с начала палеозоя, можно условно определить количество солей, вынесенных за это время подземными водами в растворенном состоянии из земной коры —  $0,69 \cdot 10^{24}$  г. Эта величина очень близка количеству вещества, аккумулированному в настоящее время в земной коре в виде карбонатных и галогенных горных пород ( $0,51 \cdot 10^{24}$  г, по А. А. Ронову и А. А. Ярошевскому, 1967).

Эти данные показывают, что роль подземного стока в развитии процессов седиментации и литогенеза очень велика. Несомненно, что основная масса вещества современных карбонатных и галогенных горных пород мобилизована и вынесена в океаны в результате деятельности подземного стока, который является важнейшим механизмом перераспределения вещества в земной коре и обязательно должен приниматься во внимание при изучении процессов химической мобилизации вещества континентов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука», 1964.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Основные черты гидрогеохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичных изменений осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы—подземные воды. М., «Наука», 1967.
- Зверев В. П. Роль атмосферных осадков в круговороте элементов между атмосферой и литосферой.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 3.
- Зверев В. П. О гидрогеохимическом балансе территории СССР.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1.
- Казаринов В. П. Наши разногласия (ответ на статью Н. М. Страхова).— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 5.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И. и др. Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза, М., ИЛ, 1963.
- Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек.— Тр. Лабор. гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, М., 1949, т. 3.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.
- Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока.— Тр. Лабор. гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, М., 1948, т. 1.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П., Кожонов В. П. О подземном химическом стоке на территории СССР.— Докл. АН СССР, 1968, т. 170, № 1.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П. О подземной химической денудации на территории СССР.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П. Гидрогеохимические и гидродинамические закономерности развития карста.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3.
- Макаренко Ф. А., Зверев В. П. Подземный химический сток на территории СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Максимович Г. А. Химическая география вод и суши. М., Географгиз, 1955.
- Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.
- Силин—Бекчурин А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах Камы и Волги.— Сов. геология, 1941, № 4.
- Скворцов Г. Г. О скорости развития карста в гипсах.— В кн.: Вопросы изучения подземных вод в инженерно-геологических процессах, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 6.
- Clarke F. W. The data of geochemistry, sth. ed. U. S.— Geol. Surv. Bull., 1924, 770.
- Livingstone D. A. Chemical Composition of Rivers and Lakes Data of Geochemistry 6th d. Chapt. G. Washington, 1963.
- Penk A. Morphologie der Erdoberfläche. T. 1, Stuttgart, 1894.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
17.II.1971.

УДК 549.903+551.248

## **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПАЛЕОТЕКТЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ**

**В. М. НОВОСЕЛИЦКИЙ, С. А. СОСЛАНД, Е. С. КИЛЕЙКО**

При восстановлении истории формирования локальных поднятий большое значение приобретает анализ фациальной изменчивости отложений — индикатора динамики структурообразования. Особое внимание уделяется вопросам отражения в послойной зональности физических свойств пород, особенностей их фациального состава и их диа- и эпигенетического преобразования. Этим определяется методика использования послойной зональности физических свойств пород в палеотектоническом анализе. Послойная зональность плотности, скорости упругих волн, гамма-активности параметров комплексов пород, выраженная в площадном распределении интегральных средних характеристик, как показано на примере локальных участков платформенного Прикамья, вскрывают механизм структурообразования. Именно механизм структурообразования должен лечь в основу историко-геологической классификации структур.

Прогноз нефтегазоносности структур сопряжен с учетом многочисленных факторов и явлений, основу которых составляет палеотектоника больших регионов и отдельных локальных участков. Если в палеотектоническом анализе на крупных регионах рассматриваются изменения мощностей и фаций отдельных стратиграфических подразделений, то на локальных структурах зачастую фациальная изменчивость остается вне поля зрения. Между тем необходимость изучения закономерностей распределения фаций в пределах локальных структур вытекает из работ многих исследователей (Теодорович, 1948; Шатский, 1951; Холодов и др., 1956, 1957; Белоусов, 1962; Завьялов, 1965; и др.). Согласно этим исследованиям, литофации в пределах локальных структур распределяются следующим образом.

1. Терригенные породы имеют тенденцию становиться «грубее» по направлению к своду складки.

2. Химический состав карбонатов тесно связан с их положением на структуре: на своде развиты преимущественно известняки, а по направлению к крыльям увеличивается количество доломитов.

3. Наблюдается дифференцированный характер размещения карбонатно-глинистого материала по палеорельефу морского дна, заключающийся в накоплении глин в пониженных, а карбонатов — в повышенных участках.

Следовательно, отдельные элементы структуры выступают как места наиболее вероятного появления тех или иных фаций, а по мнению Г. А. Каледы (1968, 1969), во многих случаях состав отложений может быть теснее связан с положением разрезов на поднятии, чем их мощности. Это позволяет рассматривать фации наравне с мощностями как индикаторы процесса осадконакопления, отражающие определенные стороны динамики локального структурообразования.

Причины, препятствующие проведению анализа фациальной изменчивости отложений какой-либо структуры — отсутствие разработанных критериев для выявления и изучения мелких рядов фаций и недостаток каменного материала.

Насколько нам известно, на закономерное изменение плотности отложений казанского яруса Султангуловского поднятия (Бугурусланский район) от  $2,25 \text{ г/см}^3$  на крыльях структуры до  $2,08 \text{ г/см}^3$  на своде впервые обратил внимание Л. Н. Розанов (1947). Затем работами большого числа исследователей (Андреев, 1957; Хатьянов, Мкртчян, 1966; и др.) были выявлены особенности распределения физических свойств осадочных пород и геофизических полей на локальных структурах.

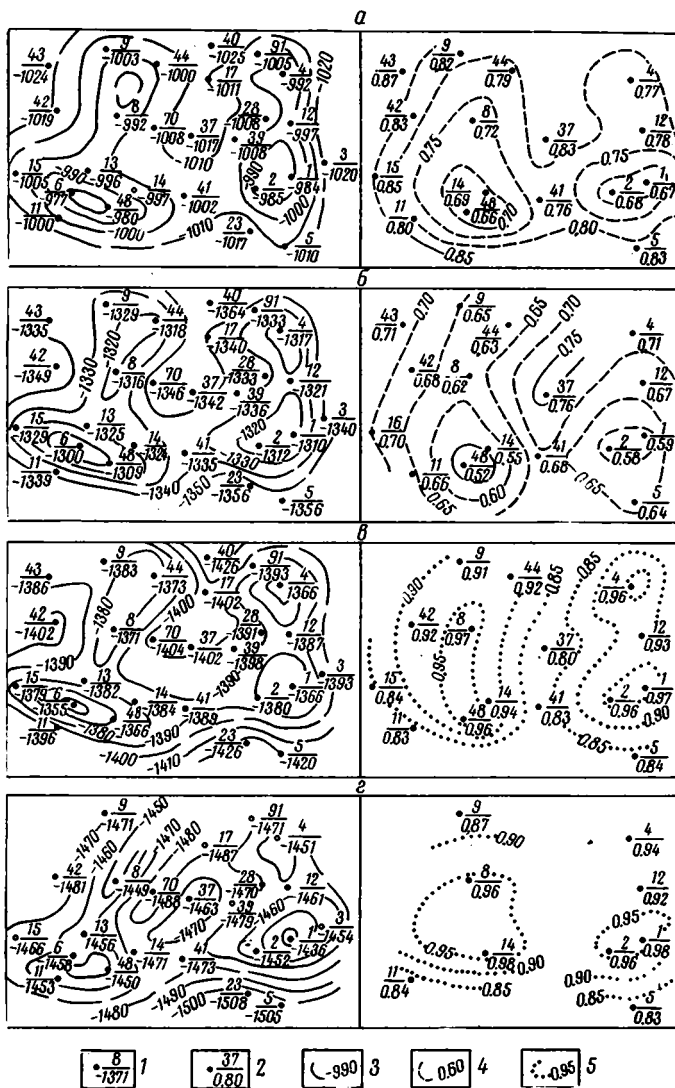
Сейсморазведкой доказано уменьшение пластовой скорости по направлению от крыльев к сводовым частям поднятий. Детальной и высокоточной гравиразведкой установлена приуроченность специфических отрицательных локальных аномалий силы тяжести (на фоне положительных) к эпицентру поднятий. При поисках структур методами электроразведки обнаружен эффект уменьшения среднего продольного электрического сопротивления надпорных толщ также в направлении от крыльев к своду. Наконец, массовое лабораторное изучение плотности пород в различных районах СССР (Калинина, 1959; Туезова, 1964; Еланская, 1965, и др.) по керновому материалу после соответствующей статистической обработки показало устойчивую закономерность роста значений данного параметра к крыльям локальных поднятий. Для пористости наблюдается обратная картина.

Отмеченные закономерности в распределении физических параметров осадочных пород находят полное подтверждение на поднятиях Пермского Прикамья. На 12 локальных структурах, расположенных в различных геотектонических зонах: Верхнекамской впадине, Шалымо-Сылвенском прогибе, Пермском и Башкирском сводах, авторами проанализирован материал по изменению средневзвешенной плотности верейских, тульских и кыновских отложений. На всех поднятиях их плотность увеличивается по направлению от свода к крыльям на величину  $0,03—0,12 \text{ г/см}^3$ . К сводовым частям этих же поднятий приурочены локальные отрицательные аномалии силы тяжести.

Небезынтересно отметить, что такой эффект обнаруживается повсеместно на пустых и нефтегазоносных структурах, чем подтверждается его структурная природа, мало зависящая от степени нефтегазонасыщенности пород. Вариации плотности каменноугольных и девонских отложений, а также наличие присводовых отрицательных минимумов аномалий силы тяжести (Маловичко и др., 1969) явились доказательством отсутствия чисто седиментационных структур, как это раньше предполагалось, в зоне Камско-Кинельской системы прогибов.

Определенные затруднения при использовании физических свойств горных пород для фациального анализа связаны с проявлением процессов эпигенетического преобразования осадков, в ходе которых могут быть нарушены первоначальные закономерности осадконакопления. Однако в работах В. Н. Холодова и др. (1956, 1957), И. В. Пахомова (1967), Г. А. Каледы (1968, 1969) указывается, что региональное изменение осадков в период раннего эпигенеза определяется, как правило, различием их первоначального состава и развивается как унаследованный процесс. Поэтому изучение послонной зональности физических свойств осадочных пород по лабораторным данным и физическим полям можно рассматривать в качестве метода анализа фациальной изменчивости в пределах локальных структур.

При структурно-фациальном анализе существенное преимущество по сравнению с лабораторным изучением каменного материала имеют способы, основанные на обработке диаграмм каротажа скважин (электрического, акустического, гравиметрического и радиоактивного), а также методы полевой геофизики, поставленные специально для изучения послонной зональности. В частности, возможность использования гаммакаротажа для целей палеоструктурных реконструкций получила детальное обоснование в ряде работ (Алексеев, Готтих, 1965; Алексеев и др., 1968; Рябчиков, Кучерук, 1968).



Фиг. 1. Ножовское поднятие, сопоставление структурных форм и площадного распределения параметров  $\Delta I_\gamma$  и  $\Delta I_{\gamma\nu}$

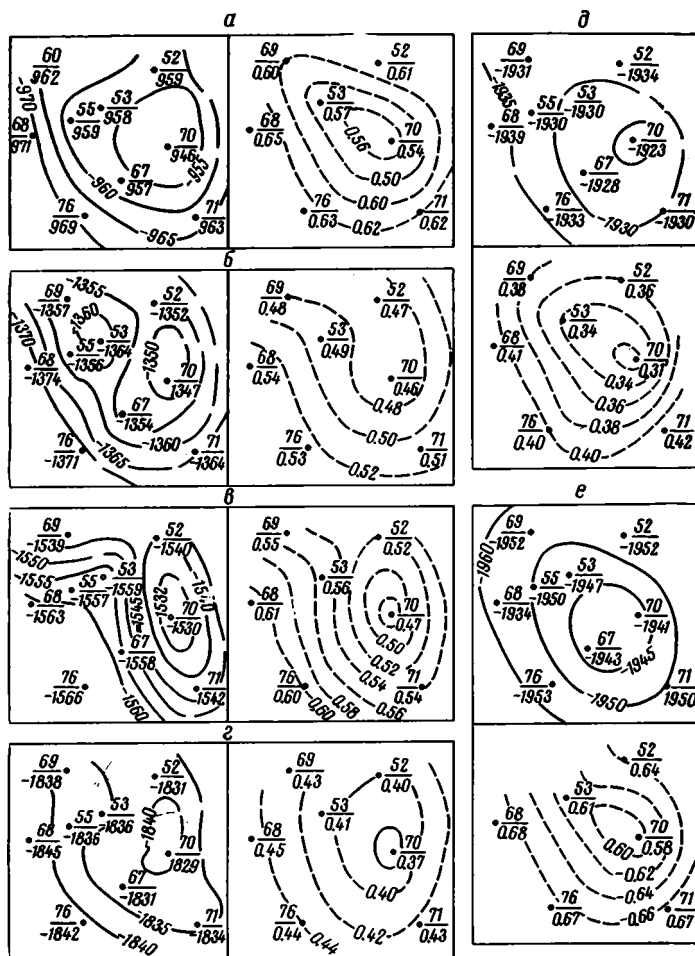
1 — скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли рассматриваемых толщ; 2 — скважина, ее номер и значения параметра  $\Delta I_\gamma$  ( $\Delta I_{\gamma\nu}$ ); 3 — стратонизогипсы кровли рассматриваемых толщ; 4 — линии равных значений  $\Delta I_\gamma$ ; 5 — линии равных значений  $\Delta I_{\gamma\nu}$ . а — верейская терригенно-карбонатная толща; б — визейская терригенная толща; в — турнейская карбонатная толща; г — фаменская карбонатная толща

Специальная обработка материалов каротажа и полевых методов геофизики позволяет вычислить интегральные характеристики толщ, отнесенные к единице мощности, тогда как данные лабораторного изучения керна несут в себе информацию о дифференциальных значениях и имеют случайный характер. Средние значения по недостаточному и непредставительному количеству кернового материала, что всегда упирается в технику и технологию бурения, зачастую являются смещенными характеристиками. Поэтому для обработки диаграмм гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа скважин ряда площадей платформенного Прикамья применялась методика В. Н. Дахнова (1962), по ко-

Таблица 1

## Ножовское поднятие

Толща	Общая литологическая характеристика	Особенности литологического состава в отдельных скважинах по kernovому материалу и промыслово-геофизическим данным, № скв.					
		1	5	11	37	43	48
Верейская	Переслаивание известняков и аргиллитов	Известняк зернистый и детритовый, аргиллит слабо известковистый, содержание аргиллитов в разрезе 38%	Известняк органично-детритовый сильно глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 47%	Известняк детритовый и тонкозернистый, прослоями глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 47%	Известняк тонкозернистый, сильно глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 45%	Известняк тонкозернистый, прослоями глинистый и сильно глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 50%	Известняк детритовый и тонкозернистый, аргиллит известковистый сильно трещиноватый, содержание аргиллитов в разрезе 36%
Визейская терригенная	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	Алевролит среднезернистый с прослоями песчаников, песчаник средне- до крупнозернистого, содержание аргиллитов в разрезе 40%	Алевролит неравномерно- сильно глинистый, песчаник мелкозернистый, содержание аргиллитов в разрезе 55%	Алевролит мелкозернистый, прослоями глинистый, песчаник мелкозернистый, алевролитовый, содержание аргиллитов в разрезе 52%	Алевролит сильно глинистый, песчаник мелкозернистый с тонкими примазками глины, содержание аргиллитов в разрезе 50%	Алевролит глинистый, песчаник алевролитовый, прослоями глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 54%	Алевролит сильно песчанистый, песчаник среднезернистый, содержание аргиллитов в разрезе 42%
Турнейская	Известняки и доломиты	Известняк органично-детритовый, микрозернистый	Известняк микро- и тонкозернистый с прослоями аргиллита	Известняк детритовый с примазками глины, слабо доломитизированный	Известняк тонкозернистый с незначительными прослойками глин, прослоями слабо доломитизированный	—	Известняк органично-детритовый, плотный, массивный
Фаменская	Известняки и доломиты	Известняк микрозернистый, перекристаллизованный, плотный, крепкий, участками доломитизированный	Известняк микрозернистый, слабо глинистый и доломитизированный	Известняк микрозернистый с примазками глины	—	—	—



Фиг. 2. Тулвинское поднятие, сопоставление структурных форм и площадного распределения параметра  $\Delta I_{\gamma}$   
 а — верейская терригенно-карбонатная толща; б — визейская терригенная толща; в — турнейская терригенно-карбонатная толща; г — верхнефранско-фаменская кремнисто-глинисто-карбонатная толща; д — семилукско-саргаевская кремнисто-глинисто-карбонатная толща; е — кыновско-живетская терригенная толща. Условные обозначения см. на фиг. 1

торой вычисляются относительные значения  $\Delta I_{\gamma}$  и  $\Delta I_{n\gamma}$  толщ, свободные от недостатков дифференциальных характеристик.

Авторами проанализирован материал по изменению параметров  $\Delta I_{\gamma}$  и  $\Delta I_{n\gamma}$  для ряда локальных поднятий Пермского Прикамья. Ниже приведены результаты изучения послонной зональности этих параметров для трех локальных поднятий различной тектонических зон: Ножовского, Тулвинского и Сосновского.

Краткое описание литологии отдельных толщ по керновому материалу и промыслово-геофизическим данным каждого поднятия приведено в табл. 1, 2, 3. К сожалению, недостаток керна не позволяет детально проследить характер изменения литофаций в пределах локальных структур. Однако общее сопоставление изменчивости литологического состава отложений и параметров  $\Delta I_{\gamma}$  и  $\Delta I_{n\gamma}$  по структуре свидетельствует об их хорошей сходимости.

Ножовское поднятие (фиг. 1) расположено на северо-западном борту Шалымо-Сылвенского прогиба. Оно прослеживается по всем го-



Таблица 2

## Тулвинское поднятие

Толща	Общая литологическая характеристика	Особенности литологического состава в отдельных скважинах по керновому материалу и промыслово-геофизическим данным, № скв.				
		52	68	69	70	71
Верейская	Тонкое переслаивание известняков и аргиллитов	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 39%	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 57%	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 44%	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 32%	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 45%
Визейская терригенная	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	Алевролит слабо песчанистый, песчаник среднезернистый с редкими включениями пирита, содержание аргиллитов в разрезе 45%	Алевролит слабо глинистый с прослоями аргиллита, песчаник средне- и мелкозернистый, неравномерно глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 53%	Алевролит с тонкими прослоями песчаника, слюдястый песчаник среднезернистый с примазками черной глины, местами слюдястый, имеются прослои каменного угля, содержание аргиллитов в разрезе 45%	Алевролит сильно песчанистый, слюдястый, с пиритом, песчаник средне- и крупнозернистый, имеются тонкие прослои каменного угля, содержание аргиллитов в разрезе 42%	Алевролит с прослоями аргиллита, песчаник среднезернистый неравномерно глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 61%
Турнейская	Неравномерное переслаивание карбонатно-глинистых пород	Известняк тонкозернистый и мелкодетритовый, слабо глинистый, аргиллит известковистый, содержание аргиллитов в разрезе 69%	Известняк мелкодетритовый, сильно глинистый с включениями кремня, аргиллит известковистый, плотный, плитчатый, содержание аргиллитов в разрезе 80%	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 76%	Известняк микро- и тонкозернистый, аргиллит известковистый, алевролитистый, тонкоплитчатый, сильно трещиноватый, содержание аргиллитов в разрезе 60%	Керна нет, содержание аргиллитов в разрезе 76%
Верхне-франско-фаменская	Переслаивание темных, глинисто-кремнистых известняков, глинистых сланцев, аргиллитов и кремней	Керна нет	Известняк сильно глинистый, битуминозный, микро- и тонкозернистый	Переслаивание известняка глинисто-битуминозного и органогенно-обломочного	Известняк органогенно-детритовый, тонкозернистый, глинистый и битуминозный	Известняк окремненный, тонкозернистый, глинистый и битуминозный

Семилюкско-саргаевская	Известняки органо-детрито-генно-детритовые, доломитизированные, битуминозные и кремнисто-глинистые	То же	Известняк тонкозернистый, битуминозный и глинистый	Известняк тонкозернистый и детритовый с примазками глины, порода имеет брекчиевидный характер	Известняк микрозернистый и детритовый, сильно глинистый
Кыновско-живетская	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	»	Алевролит неравномерно песчаный и глинистый, песчаник мелкозернистый с примазками глины, содержание аргиллита в разрезе 45%	Алевролит неравномерно песчаный, песчаник средне- и мелкозернистый, содержание аргиллита в разрезе 35%	Алевролит глинистый, песчаник мелкозернистый, глинистый, содержание аргиллита в разрезе 46%

ризонтам каменноугольной системы, но по девонским изучено слабо.

При сопоставлении структурных карт по кровле фаменского и турнейского ярусов с изолиниями радиационной гамма-активности отмечается достаточно хорошее совпадение их конфигурации, а значение параметра  $\Delta I_{\gamma}$ , характеризующего плотность карбонатов, увеличивается в сводовых частях поднятия аналогично с увеличением мощностей отложений. Это объясняется более высокой плотностью рифовых тел и преобладанием в них трещинной пористости над гранулярной, кстати, отразившейся в детальном гравитационном поле в виде присводовых минимумов. Для отложений визейской терригенной толщи и верейского горизонта (см. фиг. 1, б, а) наблюдается совпадение изолиний естественной гамма-активности со структурой кровли данных толщ. При этом значение параметра  $\Delta I_{\gamma}$  (глинистости) уменьшается по направлению к сводовым частям поднятия.

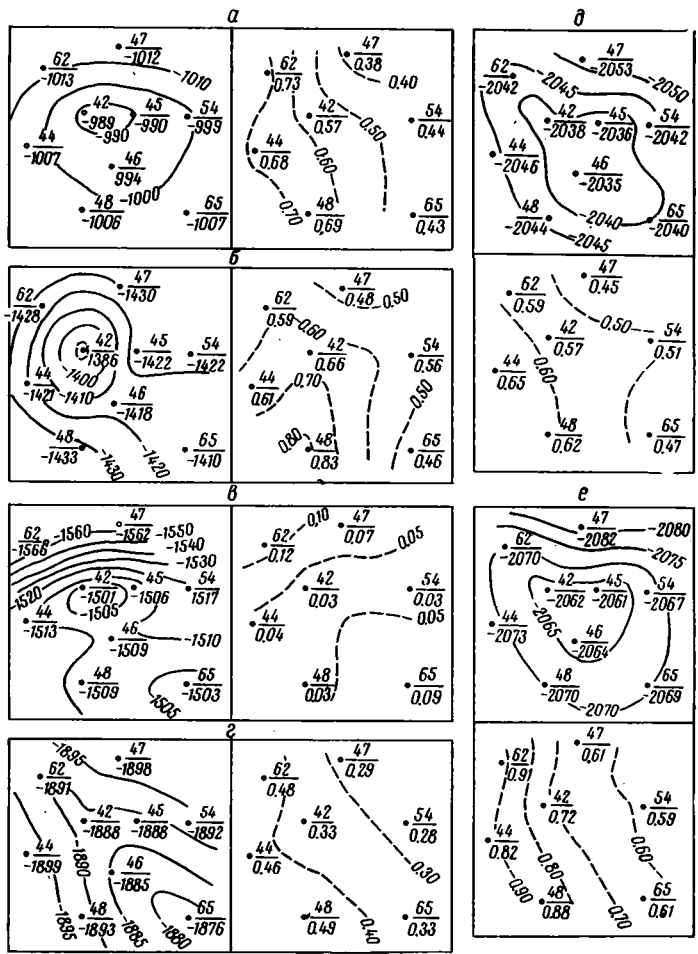
Увеличение глинистости отложений визейской терригенной толщи от свода к крыльям согласуется с увеличением мощности, что подтверждает представления о формировании во время ее накопления структуры облекания. Вместе с тем значительный перепад глинистости отложений верейского горизонта на структуре не сопровождается заметным увеличением мощности. Это позволяет предположить, что уже в послевизейское время рост данной структуры контролировался тектоническими движениями при сохранении некоторой расчлененности дна морского бассейна, т. е. поднятие развивалось как конседиментационное (Шульц, Брунс, 1955).

Тулвинское поднятие (фиг. 2) находится в центральной части Шалымо-Сылвенского прогиба на южном окончании Осинского вала и прослеживается по всем горизонтам девона и карбона. Линии равных значений относительного параметра естественной гамма-активности для всех перечисленных толщ полностью повторяют структуры их поверхностей. Относительная гамма-активность (глинистость) увеличивается от свода к крыльям, в то время как закономерного изменения мощности ни для одной из толщ не наблюдается. Это позволяет предположить, что Тулвинское поднятие заложилось не позднее живетского века и на протяжении девонского и каменноугольного периодов развивалось непрерывно как конседиментационное при некотором отставании скорости осадконакопления от темпа роста структуры.

Таблица 3

## Сосновское поднятие

Толща	Общая литологическая характеристика	Особенности литологического состава в отдельных скважинах по керновому материалу и промыслово-геофизическим данным, № скв.			
		42	48	54	62
Верейская	Переслаивание известняков и аргиллитов	Известняк органогенный, прослоями глинистый и доломитизированный, содержание аргиллитов в разрезе 64%	Известняк детритовый и мелкозернистый, сильно глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 67%	Известняк тонко- и мелкозернистый, содержание аргиллитов в разрезе 57%	Известняк мелкокристаллический, глинистый до сильно глинистого, содержание аргиллитов в разрезе 65%
Визейская терригенная	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	Алевролит мелкозернистый, слюдястый с прослойками глины, содержание аргиллитов в разрезе 55%	Алевролит мелкозернистый, прослоями глинистый, содержание аргиллитов в разрезе 60%	Алевролит крупнозернистый, слабо слюдястый с прослоями песчаников, содержание аргиллитов в разрезе 52%	Алевролит крупнозернистый, песчанистый, песчаник среднезернистый с примазками глины, содержание аргиллитов в разрезе 57%
Турнейская	Известняки слабо глинистые	Известняк мелкокристаллический и детритовый, прослоями слабо глинистый и доломитизированный	Известняк мелко- и скрытозернистый с тонкими прослоями глинистого материала	Керна нет	Известняк детритовый и тонкозернистый, прослоями глинистый и доломитизированный
Верхнефранско-фаменская	Переслаивание глинисто-кремнистых известняков, известняково-глинистых сланцев и аргиллитов	Керна нет	Известняк тонкозернистый, глинистый и битуминозный с прослоями глинистых сланцев и аргиллитов	Известняк микро- и тонкозернистый, слабо глинистый и битуминозный	Керна нет
Семилукско-саргаевская	Известняки органогенно-детритовые, кремнисто-глинистые и битуминозные	Известняк органогенно-детритовый и битуминозный	Известняк микрозернистый и органогенно-детритовый, сильно глинистый и битуминозный	Известняк тонко- и микрозернистый, битуминозный и слабо глинистый	То же
Кыновско-живетская	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	Алевролит слабо глинистый и песчанистый, песчаник с тонкими прослоями глины, содержание аргиллитов в разрезе 38%	Керна нет	Алевролит неравномерно-песчанистый, песчаник средне- до крупнозернистого с редкими прослоями гравелитов, содержание аргиллитов в разрезе 32%	» »



Фиг. 3. Сосновское поднятие, сопоставление структурных форм и площадного распределения параметра  $\Delta I_{\gamma}$   
 а — верейская терригенно-карбонатная толща; б — визейская терригенная толща; в — турнейская карбонатная толща; г — верхнефранско-фаменская кремнисто-глинисто-карбонатная толща; д — семилукско-саргаевская кремнисто-глинисто-карбонатная толща; е — кыновско-живетская терригенная толща. Условные обозначения см. на фиг. 1

Сосновское поднятие (фиг. 3) приурочено к восточной прибортовой зоне Шалымо-Сылвенского прогиба и прослеживается по всем горизонтам в карбоне и девоне. Для всех рассматриваемых толщ, кроме турнейской, изолинии относительного параметра естественной гамма-активности вытянуты в субмеридиональном направлении и пересекают изогипсы кровли этих толщ. Региональное увеличение глинистости толщ на юго-запад фиксирует основное направление сноса обломочного материала. Изолинии параметра относительной гамма-активности турнейской толщи вытянуты с юго-запада на северо-восток; глинистость толщи слабо увеличивается на северо-запад, что свидетельствует об аналогичном направлении сноса обломочного материала в Шалымо-Сылвенский прогиб на протяжении турнейского века.

Такое поведение физических параметров различных толщ говорит о том, что формирование Сосновского поднятия началось не ранее позднекаменноугольного времени и для этих толщ является постседиментационным.

**Выводы.** 1. Лито-фациальные особенности отложений распределяются в строгой послыдной зональности на локальных структурах, что отражено в физических свойствах пород и параметрах геофизических полей.

2. Послыдная зональность физических свойств, как индикатор фаций, может быть использована совместно с мощностью в палеотектоническом анализе платформенных структур.

3. В качестве характеристики лито-фациальной зональности при палеотектонических реконструкциях целесообразно применять относительные интегральные физические параметры крупных пачек и толщ отложений по материалам скважинной и полевой геофизики.

4. Дальнейшими исследованиями с привлечением материалов по разломно-блоковой структуре фундамента в результате детального палеотектонического анализа локальных структур может быть создана тектоническая основа для оптимального прогнозирования нефтегазоносности отдельных площадей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. А., Готтих Р. П. К вопросу о механизме образования радиометрических аномалий над нефтяными месторождениями.— Сов. геология, 1965, № 12.
- Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Воробьева В. А. Распределение и поисковые критерии радиоактивных элементов и гамма-полей в нефтегазоносных районах.— Тр. ВНИИЯГГ, М., 1968, вып. 4.
- Андреев Б. А. Послойная зональность физических свойств осадочных пород и ее связь со структурами платформенных областей.— Сов. геология, 1957, сб. 61.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., Госолтехиздат, 1962.
- Еланская В. А. О зональном распределении физических свойств пород в пределах локальных структур.— Тр. Куйбышевского НИИ НП, 1965, вып. 29.
- Завьялов В. А. Изучение палеоструктурных планов и их связь с геохимическими показателями карбонатно-глинистых отложений.— В сб.: Тектоническое развитие и современная структура нефтегазоносных областей Восточноевропейской (Русской) платформы, М., «Наука», 1965.
- Каледа Г. А. К методике изучения изменчивости фаций и физических свойств горных пород на тектонических структурах.— В сб.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
- Каледа Г. А. О влиянии конседиментационных структур на формирование гранулометрического и минерального состава отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
- Калинина Р. В. Закономерности изменения физических свойств пород девона центральных областей Русской платформы.— Прикл. геофизика, 1959, вып. 23.
- Маловичко А. К., Новоселицкий В. М., Орлов Л. К., Серов В. К., Чадаев М. С. Результаты и перспективы детальной гравиразведки и радиометрии по изучению нефтегазоносности структур в Пермском Прикамье.— Геология нефти и газа, 1969, № 10.
- Пахомов И. В. Палеотектонические условия формирования Кизеловского каменноугольного бассейна.— Геотектоника, 1967, № 2.
- Розанов Л. Н. О связи плотности пород с тектоникой Бугурусланского района.— Прикл. геофизика, 1947, вып. 3.
- Рябчиков В. И., Кучерук Е. В. Использование естественной радиоактивности для палеоструктурных реконструкций на примере отложений среднего девона Нижнего Поволжья.— Тр. ВНИИЯГГ, М., 1968, вып. 4.
- Теодорович Г. И. О выделении фаций разного порядка.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 9.
- Туезова Н. А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1964.
- Хатьянов Ф. И., Мкртчян О. М. Послойная зональность физических свойств осадочных пород, как предпосылка геофизических поисков платформенных прогибов и приуроченных к ним рифов (на примере Камско-Кинельской системы верхнедевонских прогибов).— Сов. геология, 1966, № 6.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования, 1.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 11.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования, 2. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 4.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Шульц С. С., Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок.— В сб.: Вопросы геологии Азии, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1955.

УДК 551.352.2

## ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН И КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

С. И. ШУМЕНКО

На основании анализа литературных данных последних лет и собственных исследований автор приходит к выводу о том, что известковый нанопланктон по крайней мере с поздней юры играл важную, нередко ведущую роль в карбонатонакоплении гумидных областей. В этом же отрезке истории Земли в ряде регионов данная группа микроорганизмов была породообразующей и в условиях аридного климата. Находки последних лет позволяют подойти к изучению «криптогенных» известняков палеозоя с позиций возможного участия в их образовании известкового нанопланктона.

Согласно современной терминологии, к нанопланктону относятся планктонные организмы размером не более 50 м. В ископаемом состоянии обычно встречаются отдельные элементы панцирей этих организмов и их фрагменты, не превышающие, как правило, 10—20 м и часто имеющие размеры в несколько микронов и даже десятки доли микрона.

Среди нанопланктона особо распространены формы с известковым панцирем: кокколитофориды, дискоастериды, нанокониды и ряд других более мелких проблематичных групп.

Поздне меловые отложения—пишущий мел и мелоподобные мергели—явились классическим объектом для изучения кокколитофорид, которые были открыты именно в этих отложениях в 1836 г. К. Г. Эренбергом. Последующее изучение меловых отложений А. В. Гуровым, Л. Кайе, А. Д. Архангельским, З. Суйковским, Н. М. Страховым, Г. И. Бушинским и другими исследователями показало широкое распространение в них остатков кокколитофорид. Н. М. Страхов (1951), в частности, назвал меловые отложения «планктоногенной формацией», а Г. И. Бушинский (1954) предположил органогенный генезис наиболее важной составляющей этих пород—«порошковатого кальцита» на территории Днепровско-Донецкой впадины.

Выполненные нами (Шуменко, 1962, 1963, 1971) электронно-микроскопические исследования позволили установить планктоногенную (кокколитовую) природу наиболее тонкодисперсной составляющей меловых пород не только на территории Днепровско-Донецкой впадины, но и далеко за ее пределами. Палеонтологические исследования с применением электронной микроскопии меловых отложений Англии, Франции, Дании, ГДР, США, Канады и Южной Африки позволяют сделать вывод о том, что в поздне меловую эпоху известковый нанопланктон играл ведущую породообразующую роль в гумидных областях различных континентов<sup>1</sup>.

Важная роль нанофосилей в карбонатонакоплении гумидных областей, однако, не ограничивается лишь поздне меловой эпохой. В эоцене,

<sup>1</sup> Основная литература по кокколитофоридам приведена в книге С. И. Шуменко (1971). *Прим. ред.*

например, кокколиты и дискоастеры играли не менее значительную роль в осадконакоплении, что отмечалось для Северного Кавказа и Нижнего Дона В. Г. Малышек (1948), И. А. Шамрай (1949), а для Днепровско-Донецкой впадины нами (Шуменко, Нгуен Бьеу, 1967<sub>1, 2</sub>).

Богатые комплексы кокколитов и дискоастеров описаны в эоценовых отложениях Франции, ФРГ, США. Обильны остатки наупланктона и в известковых отложениях юрских и раннемеловых морей, причем в отличие от позднего мела и палеогена здесь наряду с кокколитами важными пороодообразователями были нанокониды (Stradner et al., 1968; Canuti, Marcucci, 1969<sub>1</sub>).

Мы не имеем возможности останавливаться на анализе или хотя бы простом перечислении многочисленных палеонтологических работ, в которых описывается известковый наупланктон различных районов и разного возраста. В последнее десятилетие количество таких публикаций резко возросло и исчисляется сотнями (только в 1968, 1969 гг. в мировой литературе их опубликовано около 150).

Анализ большей части этих работ, как и собственные исследования, привели нас к выводу, что по крайней мере с поздней юры известковый наупланктон в морских карбонатных осадках гумидных зон наряду с такими группами организмов, как фораминиферы и двустворки, играл важнейшую (породообразующую) роль, а иногда даже превалировал по своей продуктивности (например, в позднем мелу и, вероятно, эоцене). Во всяком случае это очевидно для микрозернистой карбонатной составляющей известковых пород.

Такой вывод не является слишком неожиданным для сторонников представления о ведущей роли организмов в карбонатакоплении мезозоя и кайнозоя. Среди литологов такие исследователи уже сейчас, очевидно, составляют большинство, и вывод об органогенном генезисе микрозернистого (пелитоморфного) кальцита еще более укрепляет их позиции. Однако так обстоит дело, если ограничиться рассмотрением гумидных зон. В отношении же аридного типа литогенеза явно преобладает прямо противоположная концепция. Микрозернистый кальцит осадков аридных областей литологи почти единодушно считают хемогенным. Уже само присутствие тонкодисперсного кальцита часто интерпретируется как доказательство хемогенного происхождения известковых пород. Даже такой последовательный сторонник представления о прогрессирующей эволюции органогенного карбонатакопления в истории Земли, как Н. М. Страхов, рассматривая литогенез аридных областей, пишет: «Резкое преобладание пелитоморфного карбоната над органогенным вплоть до полного подавления последнего первым (в озерах) вырывается с полной отчетливостью...». И далее: «Беднеющий органический мир все слабее справляется с экстракцией всей массы ежегодно поступающего в водоем растворенного  $\text{CaCO}_3$ , и биогенный процесс все больше отходит на задний план, уступая место чисто химической садке карбонатов, преимущественно в форме пелитоморфных масс» (Страхов, 1962, стр. 101).

Как это ни удивительно, но представление о хемогенной природе тонкодисперсного кальцита, основанное на косвенных соображениях, до последнего времени не проверялось прямым методом исследования — электронной микроскопией. Нам не известно ни одной отечественной работы, где бы излагались результаты электронно-микроскопического исследования тонкодисперсных карбонатов в современных осадках, несмотря на то что общее изучение таких осадков проводится у нас в широких масштабах. Полученные нами данные, а также материалы зарубужных микропалеонтологов (по-видимому, в большинстве неизвестные литологам) при соответствующем их анализе позволяют прийти к несколько иным выводам в отношении генезиса тонкодисперсного  $\text{CaCO}_3$  аридных зон, чем это трактуется в настоящее время.

Известковый нанопланктон (главным образом кокколитофориды) установлен практически во всех нынешних океанах и морях в широком диапазоне — от Субарктики до Субантарктики. Основываясь на данных по центральной части Тихого океана, Г. И. Семина (1963) и А. П. Лисицын (1969) отмечают, что во взвеси экваториальной зоны кокколитов содержится в 5—10 раз больше, чем в прилегающих аридных областях. Однако более поздние данные показывают, что и вне экваториальных областей количество клеток кокколитофорид в Тихом океане может быть достаточно высоким и достигает иногда в умеренных южных широтах более 500 тыс. на 1 м<sup>3</sup>, что значительно превышает содержание этих организмов в водах экваториальной области (Козлова, 1970). Мы непосредственно изучали илы из аридизированной приэкваториальной зоны Тихого океана, содержащие обильные, хорошо сохранившиеся остатки кокколитов и дискоастров (Шуменко, Ушакова, 1967).

То обстоятельство, что хемогенные осадки имеют ничтожно малое распространение в Тихом океане, отмечалось А. П. Лисицыным и В. П. Петелиным (1970). По-видимому, так же обстоит дело и в Атлантике, где даже для арагонитовых осадков Багамской отмели, считавшихся «классическим» примером хемогенного осаднения, на основании изотопного анализа установлена их близость с водорослевыми и существенные различия с оолитовыми известняками (Lowenstam, Epstein, 1957).

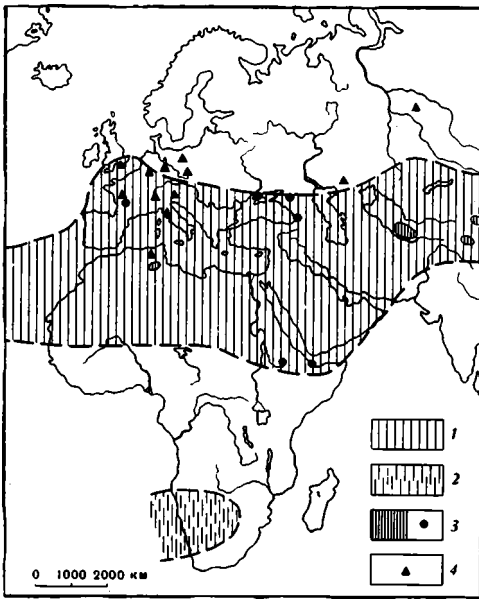
Если мы обратимся к внутриконтинентальным морям, то увидим, что и в аридной области продуцируются известковые илы, в значительной части состоящие из остатков кокколитофорид и других известковых нанофоссилий. Еще Дж. Лекал-Шлаудер (Lecal-Schlauder, 1951) широко использовал для построения своей классификации данные изучения богатого комплекса известкового нанопланктона у средиземноморских берегов Африки. Кокколиты обнаружены в осадках Персидского залива. Весьма показательно установление ведущей роли кокколитов и других известковых остатков нанопланктона в карбонатных илах Черного моря (Müller, Blaschke, 1969). Применение электронной микроскопии позволило установить, что не менее 50% материала светлых слоев черноморских осадков представлено кокколитами. Как известно, именно этим отложениям до последнего времени приписывалось хемогенное, а частью терригенное происхождение (Страхов, 1962). Ныне живущие кокколитофориды обнаружены даже в Мертвом море (Bernard, 1957), где, как считалось, исключительно высокая соленость подавляет все формы жизни, кроме бактериальной.

Теперь обратимся к рассмотрению ископаемого нанопланктона в отложениях аридных зон, придерживаясь схем палеоклиматической зональности Н. М. Страхова (1960), которые во многом совпадают с «поясами эвапоритов» Ф. Лотце (1968).

Верхняя юра (фиг. 1). Богатый комплекс кокколитов и многочисленные нанокониды описаны в Алжире, буквально переполнены кокколитами киммериджские отложения южной Англии (Дорсетшир) (Laffitte, Noël, 1967), много кокколитов в литографских сланцеватых известняках Золенгофена (Flugel, Franz, 1967; Laffitte, Noël, 1967), в известняках киммериджа — титона Тосканы (Canuti, Marcucci, 1969<sub>2</sub>), а также в верхнеюрских отложениях различных районов Франции (Вандея, Арденны, Марна) (Noël, 1967).

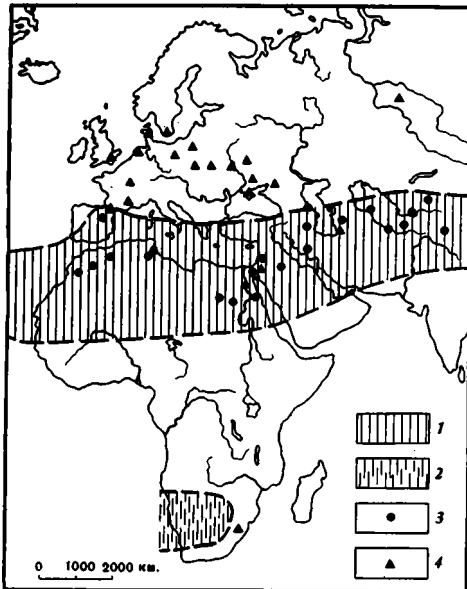
Верхний мел (фиг. 2). Мы уже отмечали обилие кокколитов в верхнемеловых известняках и мергелях Дагестана (Шуменко, 1970, 1971), и, хотя этот район располагается на границе аридной зоны, есть все основания предполагать распространение этих органических остатков и в более южных местах. При помощи обычного микроскопа в маастрихтских и датских мергелях Копетдага мы наблюдали до 20—30% кокколитов и их крупных фрагментов. Мелкие фрагменты невозможно





Фиг. 1. Климатическая зональность и местонахождение нанопланктона позднеюрской эпохи

1 — аридные зоны по Н. М. Страхову; 2 — гипотетические аридные зоны; 3 — гипсы; 4 — местонахождения нанопланктона



Фиг. 2. Климатическая зональность и местонахождение нанопланктона позднемеловой эпохи

Условные обозначения см. на фиг. 1

известкового нанопланктона описаны на территории Алжира, Югославии (JerkoVIC, 1970) и штата Калифорния (Wilcox, 1969).

Таким образом, даже этот краткий обзор основных работ показы-

уешь таким методом, но, несомненно, они присутствуют в породе, и общее содержание остатков известковых нанофоссилий значительно выше. Разнообразный комплекс кокколитов описан в маастрихте и дате Израиля (Moshkovitz, 1967), популяции известкового нанопланктона обнаружены в маастрихте и дате Египта (район Кусейра) (El-Dawoody, 1969), достаточно богатый комплекс кокколитов встречен в сеноне Туниса и Пиринеев (Bramlette, Martini, 1964). Более 100 видов известковых нанофоссилий описаны с помощью электронного микроскопа в верхнемеловых отложениях Техаса (Gartner, 1968; Bukry, 1969), что дает основание предполагать широкое распространение этих организмов на южном побережье США. Комплекс кокколитов обнаружен в кампане — маастрихте Калифорнии (Сан-Диего) (Bukry, Kennedy, 1969). Наконец, 58 видов кокколитов, изученных с помощью электронно-микроскопического метода в верхнемеловых отложениях южной Африки (Зулуленд) (Pienaar, 1969), свидетельствуют об их изобилии непосредственно у предполагаемой южной аридной зоны.

Эоцен. В эоценовых мергелях Копетдага мы наблюдали до 20—25% кокколитов, хорошо различимых с помощью обычного микроскопа (т. е. без учета мелких обломков). Богатые комплексы известковых нанофоссилий описаны из эоцена юго-западной Франции (Ланды). Кокколиты и дискоастеры обнаружены в эоценовых отложениях Алжира (Manivit, 1961) и Египта (El-Dawoody, 1969). Обильные нанофоссилии установлены в эоцене различных районов штата Калифорния, благодаря чему удается коррелировать разрезы с европейскими стратотипами (Bukry, Kennedy, 1969).

Неоген. В аридных областях неогенового периода комплексы

вает, что известковые нанофоссилии не являются редкостью в осадках морских аридных зон. При этом надо учесть, что в подавляющем большинстве работ микрзернистые зерна кальцита размером в  $1\ \mu$  и менее вообще не рассматриваются, а наличие ромбоэдров кальцита даже при электронно-микроскопических исследованиях трактуется как признак хемогенного происхождения. Между тем ромбоэдрические кристаллиты кальцита нередки в структурах кокколитов — фрагментах панцирей кокколитофорид. Если породы мало изменены эпигенетическими процессами, эти органогенные ромбоэдры обычно отличаются от хемогенных уплощенной и даже таблитчатой формой, а также отсутствием двойников и незакономерных сростаний (Шуменко, 1970, 1971). Такое отличие естественно, если учесть, что рост кристаллитов у кокколитофорид контролируется матрицей протеинового или протеин-сахаридного состава (Wilbug, Watabe, 1965). Однако остатки нанопланктона довольно легко подвергаются перекристаллизации и превращаются в изометрические ромбоэдрические зерна кальцита, которые могут содержать реликты структур кокколитов. В случае глубокой перекристаллизации и укрупнения кристалликов  $\text{CaCO}_3$  эти реликты могут исчезнуть совсем.

Наконец, рассматривая процесс карбонатообразования во времени, нельзя не отметить находки достоверных остатков известкового нанопланктона в отложениях палеозоя. Кокколиты и близкие нанофоссилии были обнаружены в последние годы в карбоне США, в перми Турции (Pigini Badrizzani, 1970) и, наконец, в отложениях, датироваемых как лудлов — нижний девон в восточной Сахаре (Deflandre, 1970), причем и здесь удалось установить различные стадии перехода органогенных остатков в гранулы кальцита. Эти находки вносят существенные коррективы в современные представления, согласно которым известковый нанопланктон не появлялся в течение палеозоя. Широкое распространение остатков этой группы организмов в отложениях поздней юры некоторых регионов позволяет начало «пятой биогеохимической революции» в истории планеты (Фейрбридж, 1970) сдвинуть на 30—40 млн. лет.

\* \* \*

Учитывая все вышесказанное и рассматривая процесс карбонатообразования вообще, мы приходим к выводам, существенно отличающимся от распространенных ныне представлений и, по нашему мнению, имеющим немаловажное значение для общей теории литогенеза.

1. В гумидных зонах по крайней мере с поздней юры до наших дней известковый нанопланктон (прежде всего кокколитофориды) играл ведущую роль в формировании микрзернистой составляющей карбонатных пород.

2. В аридных зонах нанопланктон, менее чем другие группы организмов зависящий от колебаний температуры и солености, также являлся важным пороодообразователем. Сейчас еще нет достаточных данных для количественной оценки соотношения органогенного и хемогенного  $\text{CaCO}_3$ , но несомненно, что роль планктогенных остатков гораздо значительнее, чем принято считать. Уже сейчас видно, что остатки известковых нанофоссилий в некоторые моменты геологической истории Земли могли доминировать в карбонатных осадках аридных зон.

3. Находки древнейшего известкового нанопланктона, хотя и единичные, позволяют подойти к изучению микрзернистых «криптогенных» известняков палеозоя с позиций возможного участия в их образовании этой группы организмов.

- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР, М., 1954, в. 156.
- Козлова О. Г. Биогенные компоненты взвеси (диатомеи, силикофлагелляты, кокколитины, перидиней).— В кн.: Тихий океан, т. 6, кн. 1, М., «Наука», 1970.
- Лисицын А. П. Распространение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и донных осадках.— В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.
- Лисицын А. П., Петелин В. П. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, кн. 2, М., «Наука», 1970.
- Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Малышек В. Г. Кокколиты — порообразующие фораминиферовой свиты Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 2.
- Семина Г. И. Фитопланктон центральной части Тихого океана на разрезе по  $174^\circ$  з. д., ч. II. Количество клеток фитопланктона.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР. М., 1963, в. 71.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Фейбридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты.— В кн.: Карбонатные породы, ч. I, Л., «Мир», 1970.
- Шамрай И. А. Микросферолитовые кокколитосферовые известняки в нижнем течении Дона и на Северном Кавказе.— Докл. АН СССР, 1949, т. 67, № 6.
- Шуменко С. И. Применение метода электронно-микроскопических реплик к изучению верхнемеловых *Coccolithophoridae*.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2.
- Шуменко С. И. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Шуменко С. И. Литология и порообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1971.
- Шуменко С. И., Нгуен Бьеу. К литологии карбонатной части киевской свиты Днепровско-Донецкой впадины.— Вестн. Харьковск. ун-та, Сер. геол.-геогр., 1967, в. 2.
- Шуменко С. И., Ушакова М. Г. Кокколиты в донных осадках Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4.
- Bernard F. Presence dans la Mer Morte (Israël) d'un plancton unicellulaire de type méditerranéen.— Bull. Soc. histoire. natur. Af., 1957, No. 48.
- Black M., Barnes B. The structure of coccoliths from the English Chalk.— Geol. Mag., 1959, v. 96, No. 5.
- Bramlette M. N., Martini E. The great change in calcareous nannoplankton fossils between Maestrichtian and Danian.— Micropaleontology, 1964, v. 10, No. 3.
- Bukry D. Upper cretaceous coccoliths from Texas and Europe. Univer. Kansas paleontol. Contrib. Art. 51 (protista 2), 1969.
- Bukry D., Kennedy M. P. Cretaceous and Eocene coccoliths at San Diego, California.— Spec. Rept. Calif. Div. Mines. and Geol., 1969, No. 100.
- Canuti P., Marcucci M. Osservazioni al microscopio elettronico sul calcare maiolica in diversi affioramenti della Toscana centro-meridionale.— Boll. Soc. Geol. Italia, 1969, v. 88.
- Canuti P., Marcucci M. Osservazioni al microscopio elettronico sui «Diaspi» del Monti del Chianti settentrionale.— Boll. Soc. Geol. Italia., 1969, v. 88.
- Deflandre G. Presence de nanfossiles calcaires (coccolithes) et Incertae sedis dans le siluro-devonien d'Afrique du Nord.— Comt. rend. Acad. Sci., 1970, D270, No. 42.
- El-Dawoudy A. S. A. First Report on the Fossil Nannoplankton from the Duwi Range, Quseir District, Egypt.— Verhandl. Geol. Bundesanst., 1969, No. 3.
- Frügel E., Franz H. E. Electronenmikroskopischer Nachweis von Coccolithen in Solenhofener Plattenkalk (ober Jura) No. 76.— Abhandl. Geol. Paläontol. (127), 1967, No. 3.
- Gardet M. Contribution a l'etude des coccolithes des terrains Néogènes de l'Algérie.— Publ. Serv. Carte. Géol. Algérie, 1955, v. 2, No. 5.
- Hancock J. M., Kennedy W. J. Photographs of hard and soft chalks taken with a scanning electron microscope.— Proc. Geol. Soc. London, 1967, No. 1643.
- Jerković L. Noëlaerhabdus nov. gen. type d'une nouvelle famille de coccolithophoridés fossiles: Noëlaerhabdaceae du Miocene superieur de Yougoslavie.— Comt. rend. Acad. sci., 1970, D 270, No. 3.
- Laffitte R., Noël D. Sur la formation des calcaires lithographiques.— Comt. rend. Acad. sci., 1967, v. 264.
- Lecal-Schlauder J., Recherches morphologiques et biologiques sur les Coccolithophorides nord-africaine.— Ann. Inst. océanogr. Monaco, 1951, v. 2, 26.
- Lowenstam H. A., Epstein S. On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank.— J. Geol., 1957, 65.

- Manivit H. Contribution à l'étude des coccolithes de L'Eocène.— Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, ser. 2, 1961, Bull. 25.
- Martini E. Nannoplancton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich.— Senckenberg. Iethaea, 1961, v. 42, No. 1—2.
- Moshkovitz S. First Report on the Occurrence of Nannoplancton in Upper Cretaceous-Paleocene Sediments of Israel.— J. b. Geol. B. A., 1967, 110.
- Müller G., Blaschke R. Zur Entstehung des Tiefsee-Kalkschlammes im Schwarzen Meer.— Naturwissenschaften, 1969, v. 56, No. 11.
- Noël D. Coccolithes crétacés. La craie campanienne du Bassin de Paris. C. N. R. S., Paris, 1970.
- Pienaar R. N. Upper Cretaceous calcareous Nannoplancton from Zululand, South Africa.— Palaeontol. Africana, 1969, No. 12.
- Pirini Radrizzani C. Coccoliths from Permian Deposits of Turkey (South-East Anatolia, Harro Anticline). Abstr. paper II planctonic conference. Roma, 1970.
- Stradner H., Adamiker D., Maresch O. Electron Microscope studies on Albian Calcareous Nannoplancton from the Delft 2 and Leidschendam I Deepwells, Holland.— Verhandl. Koninkl. wederl. akad. wet. Afd. natuurkunde, 1968, v. 24, No. 4, Amsterdam.
- Wilbur K. M., Watabe N. Mechanisms of calcium carbonate deposition in coccolithophorids and molluscs. Proc. Int. Conf. Trop. Oceanogr. Miami, 1965.
- Wilcoxon J. A. Tropical planctonic zones and calcareous nannoplancton correlations in part of the California Miocene.— Nature (Engl.), 1969, v. 221, No. 5184.

Харьковский госуниверситет

Дата поступления  
6.I.1971

УДК 552.23 + 551.736 (47—13)

## **АНАЛОГИ СЭБХИ В ПЕРМИ ЮГА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**В. Д. КОГАН**

Сэбха — прибрежная плоская соляная пустыня на юго-западном побережье Персидского залива. Проведенные здесь в 60-х годах детальные исследования седиментогенеза и диагенеза позволили установить ряд особенностей строения отложений сэбхи, из которых наиболее существенная — прослой желваков ангидрита в карбонатных песчаниках, залегающих над тонкими водорослевыми прослоями.

В пермской галогенной формации юга Русской платформы имеются сочетания признаков, аналогичные упомянутым выше, что представляет интерес для корреляции разрезов и для палеогеологических реконструкций.

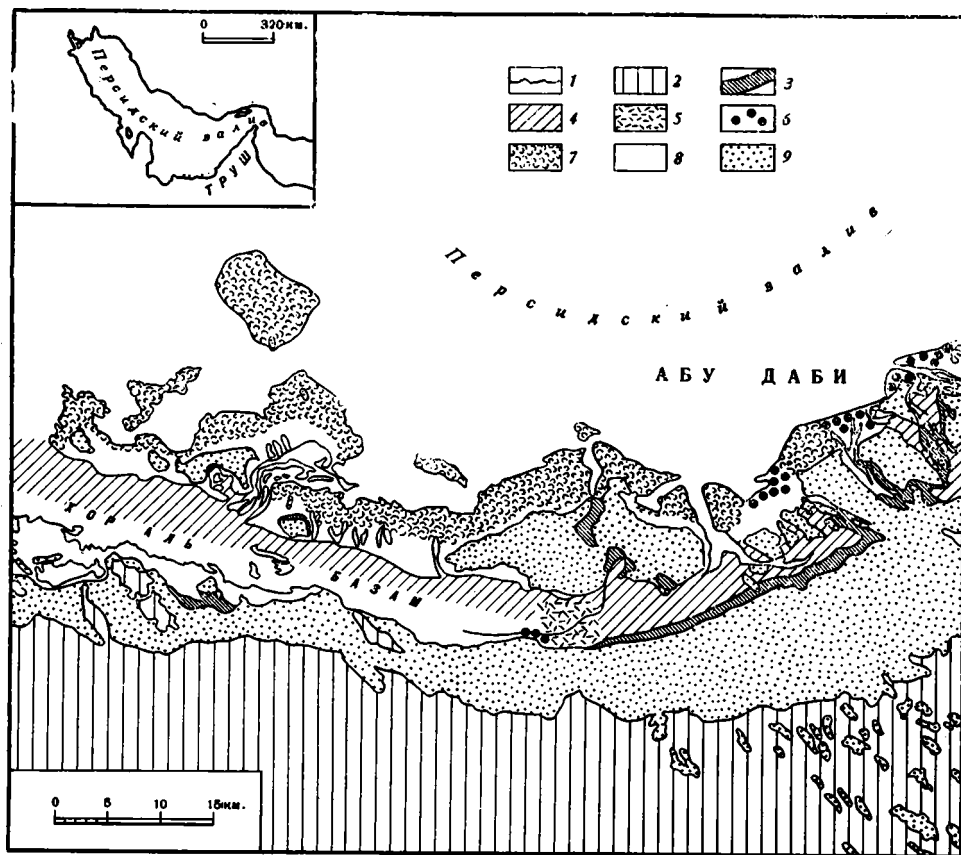
### **СОВРЕМЕННАЯ СЭБХА**

На южном побережье Персидского залива у побережья Труш (Trucial Coast) расположена плоская соляная пустыня — по-арабски сэбха (Sabkha). Она вытянута вдоль берега более чем на 350 км при ширине до 25 км, захватывая площадь примерно в 9000 км<sup>2</sup> (фиг. 1). Ее поверхность поднимается всего на 0,5—1 м над уровнем прилива. Различают так называемую прибрежную сэбху и континентальную сэбху; переход между ними постепенный (Shearman, 1966, 1967).

В прибрежной сэбхе подземные воды преимущественно инфильтрационно-морского происхождения, а в континентальной — материкового. Процессы диагенеза рассматриваются ниже лишь в связи с прибрежной сэбхой.

Морские осадки отлагаются на широкой площади шельфа. Вблизи побережья расположены лагуны, отделенные от открытого моря островами. На локальных поднятиях накапливаются ракушняковые гравелиты. В устьях лагун образовались барьеры, сложенные оолитовыми песками. Со стороны открытого моря вблизи островов образуются рифы и ракушняково-детритовые песчаники. Коралловые рифы встречаются и в лагунах. Поэтому барьеры могут быть представлены чередованием пачек, сложенных оолитами и рифами. В средней и внутренней частях лагун накапливаются пеллетовые пески и арагонитовые илы. На литорали многих лагун ярко выражено скопление водорослей, которые в осадках имеют вид карбонатных слоев со строматолитовой структурой — «водорослевая равнина» (фиг. 2).

Заполнение лагун приводит к регрессии береговой линии. Как установлено радиоуглеродным методом, за последние 4000—5000 лет скорость регрессии составляла в среднем 1—2 м/год. При сохранении этой скорости за 100 тыс. лет может образоваться сэбха шириной 100—200 км, а за 1 млн. лет — 1000—2000 км. По мнению всех исследователей сэбхи, несмотря на горизонтальное залегание супралиторальных осадков, их нижняя граница скользит во времени. Мощность литоральных осадков от устьевого бара к внутренней, защищенной, части лагуны уменьшается от 2 до 0,7 м.

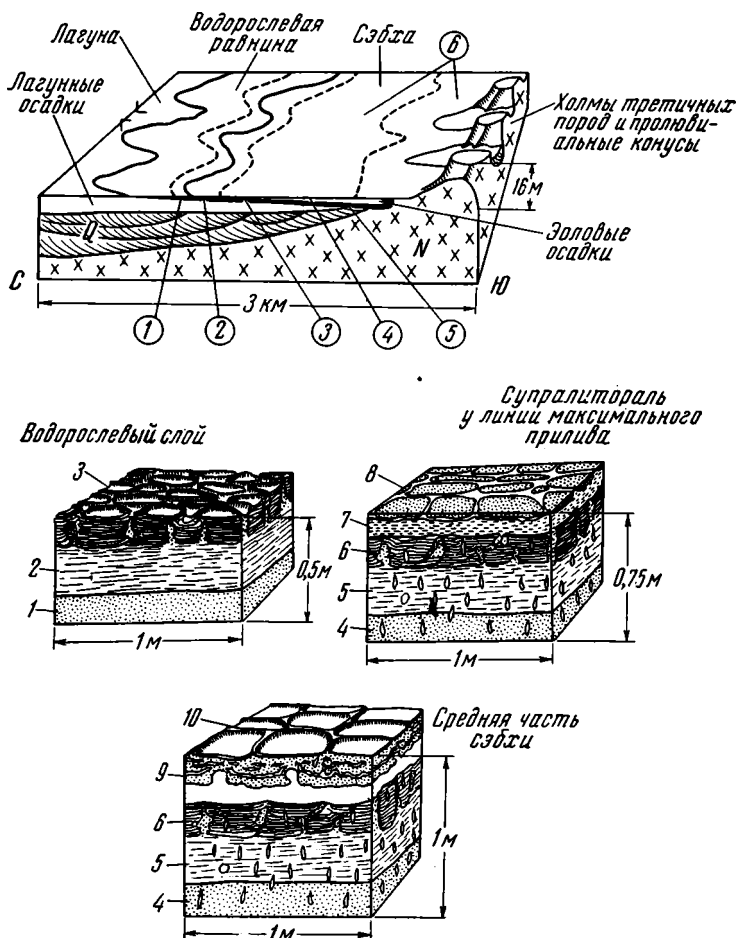


Фиг. 1. Распределение литофаций на побережье Труш — Персидский залив, княжество Абу Даби (Kendall, Skipwith, 1969)

1 — граница глубин в 1 фатом (1,83 м); 2 — неогеновое основание; 3 — водорослевый грослой; 4 — известковый ил и пеллеты; 5 — агрегаты; 6 — оолиты; 7 — кораллы; 8 — органогенный детрит; 9 — сзбха

Прибрежная сзбха начинается сразу же за линией максимального уровня прилива и простирается внутрь материка до выходов древних пород или пролювиальных конусов. Шурфами и бурением установлено, что сзбха сложена морскими лагунными осадками, подобными накапливающимся в настоящее время вблизи побережья, т. е. органогенными песками, илами и т. п. Они перекрыты тонким слоем эоловых осадков мощностью 5 см — 10 м (см. фиг. 2). Большая часть слагающих их зерен представлена биокластами, главным образом обломками раковин фораминифер, среди которых встречаются современные и переотложенные древние формы (фиг. 3).

В глубь материка растет количество кварцевого материала, мощность эоловых отложений и интенсивность диагенетических изменений. Это обусловлено тем, что здесь физико-химические условия сзбхи существенно отличаются от морских. Так, соленость воды в лагунах побережья Труш лишь в 1,2—2 раза выше океанической, тогда как растворы, содержащиеся в поровом пространстве сзбхи и имеющие инфильтрационно-морское происхождение, имеют концентрацию, в 10 раз превосходящую нормально морскую. В лагунах среднегодовая температура воды 29° С, сезонные колебания 15—40° С в отличие от сзбхи, где средняя температура рассола на глубине 1 м — 34° С, а на поверхности колеблется от 10 до 60° С.



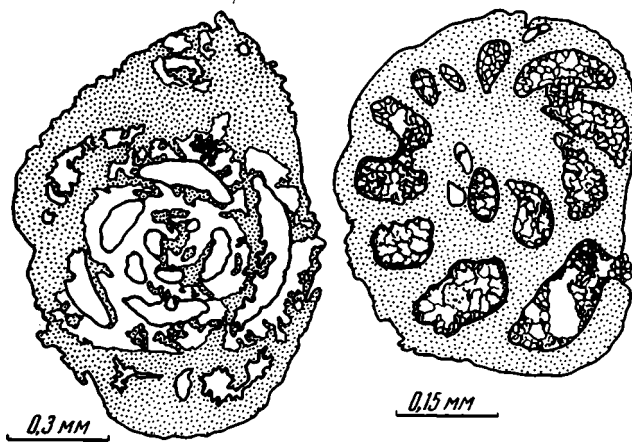
Фиг. 2. Распространение эвапоритов на супралиторальной равнине Хор аль Базам, Персидский залив (Kendall, Skipwith, 1969)

Цифры в кружках: 1 — зона образования желваков ангидрита; 2 — зона образования водорослевого прослоя, деформированный трещинами усыхания в полигоны; 3 — ангидрит, деформированный в полигоны; 4 — зона увеличения мощности ангидрита; 5 — слой водорослевого торфа; 6 — лагунные осадки.

Цифры у блок-диаграмм: 1 — лагунные карбонатные пески и (или) илы; 2 — слабослоистые карбонаты, богатые водорослевым торфом; 3 — водорослевый прослой, деформированный трещинами усыхания в полигоны; 4 — лагунные осадки с кристаллами гипса, возможно наличие раннедиагенетического доломита; 5 — водорослевый торф с крупными кристаллами гипса; 6 — тонкослоистый водорослевый торф с крупными кристаллами гипса; 7 — гипсовый и карбонатный илы; 8 — ангидритовые полигоны и золотые отложения кварца и карбоната; 9 — слой ангидрита, замещающего гипсовый ил и образующего диапиритовые структуры, перекрытые ангидритовыми же слоями и желваками, залегающими внутри золотых карбонатных и кварцевых осадков; 10 — корочки галита, образующиеся в пониженных частях полигонов

Постоянный уровень грунтовых вод находится на глубине менее 1 м от поверхности сэбхи. Образование рассолов сопровождается осаждением галогенных минералов и реакциями обмена между компонентами первичного осадка и поровыми рассолами.

Очень распространен гипс. Его образование происходит уже в верхней части литоральной зоны. Гипсоносный ил мощностью до 1 м содержит плоские линзовидные или дисковидные кристаллы, очень похожие на таковые в осадках соленых озер Кулундинской степи, Селенгинского



Фиг. 3. Третичные милиолиды в современной сэбхе. Раковинки сильно изменены под воздействием водорослей; точками показана площадь, интенсивно переработанная водорослями (Kendall, Skipwith, 1969)

озера и залива Кара-Богаз-Гола (Виталь, 1950). Размеры кристаллов в ширину от нескольких миллиметров до 2 см, толщину 1—3 мм. Встречаются пойкилитовые кристаллы гипса, цементирующие зерна первичного осадка.

В верхних 4—5 см сэбхи кристаллы гипса замещены ангидритом, образуя хорошо выраженные псевдоморфозы. Именно такое происхождение имеют зерна ангидрита, ближе всего расположенные к береговой линии. С течением времени псевдоморфозы теряют свою форму, превращаясь в первично диагенетический ангидрит. В конечном итоге он образует крупные сферические или различной формы желваки, которые наряду с водорослевыми прослоями являются одной из наиболее характерных особенностей прибрежной сэбхи. Первые ангидритовые желваки появляются в сэбхе вблизи уровня максимального прилива среди лагунных чисто карбонатных осадков. Внутрь материка на протяжении 3—10 км количество ангидритовых слоев растет, и местами над водорослевым прослоем залегает несколько слоев ангидритовых желваков суммарной мощностью около 45 см при мощности сэбхи 75 см. Вблизи поверхности желваки сцементированы галитом. Исследование в шлифах показало, что они слагаются беспорядочно ориентированными табличками. Данных о том, что гипс и ангидрит замещают первичный карбонатный осадок, нет.

Осаждение диагенетического гипса и ангидрита увеличивает молекулярное отношение Mg : Ca в поровых растворах. Если в морской воде избыток магния был 5-кратный, то в поровых растворах зафиксировано 12-кратное его увеличение. В таких условиях происходит доломитизация арагонита. Интересно, что в верхних 10—20 см осадка в небольших количествах образуется также магнезит. Отношение доломита к арагониту в 15 см от поверхности осадка 1 : 1, а в 20 см — 2 : 1. Распределение доломита по разрезу колонки и соотношение его с остальными компонентами осадков позволяют сделать вывод о раннедиагенетическом его происхождении в результате частичного замещения арагонита (Curtis et al., 1963; Kinsman, 1965).

На некотором удалении от границы литорали, там, где лагунные осадки перекрыты эоловыми, желваки ангидрита развиваются внутри них. Но доломитизация карбонатных осадков псаммитовой размерности происходит значительно медленнее. Во всяком случае зона распростра-



нения голоценовых доломитов ограничена восточной частью прибрежной сэбхи, где распространены тонкозернистые карбонатные илы. По мнению Н. М. Страхова (1970), решающую роль в доломитизации арагонита играет не отношение  $Mg:Ca$ , а щелочной резерв, но оценить его истинную роль в доломитизации осадков сэбхи трудно, так как очень мало данных о химизме ее грунтовых вод.

Целестин также является раннедиагенетическим минералом прибрежной сэбхи. Он образуется как побочный продукт замещения арагонита доломитом. Встречается гунтит  $MgCa(CO_3)_4$ . Наиболее распространен галит, образующий корки на поверхности сэбхи (Kinsman, 1969). Это обусловлено тем, что грунтовые воды почти до предела насыщены  $NaCl$ , содержание которого, по данным П. Буша (Shearman, 1967), растет от 70 г/л вблизи границы литоральной зоны до 357 г/л на расстоянии 1800 м от нее, а затем остается постоянным.

Поскольку образование гипса происходит вблизи верхней границы литорали и уже на некотором удалении от нее он замещается ангидритом, то по мере регрессии зона диагенетического гипса будет мигрировать вслед за береговой линией. Но так как гипс на сэбхе очень скоро начинает замещаться ангидритом, то получается, что зона развития гипса по ширине остается постоянной, тогда как зона развития ангидрита все время расширяется.

Д. Кинсман на основании изучения современных условий седиментации на побережье Труш и Калифорнийском полуострове сделал вывод, что для образования и сохранения супралиторального ангидрита необходима средняя годовая температура выше  $22^\circ C$ . Но, как он отмечает, на многих площадях, где средняя годовая температура выше  $22^\circ C$ , сульфат кальция представлен только гипсом.

Возможно, что для образования ангидрита нужны центры кристаллизации, которыми может служить ангидрит, образующийся на поверхности сэбхи. Если это так, то раннедиагенетический ангидрит может образовываться только в условиях аридного климата при температуре порядка  $35^\circ C$ . Образование гипса или ангидрита зависит, по Г. И. Бушинскому (1954), не только от температуры, но и от упругости насыщенного пара растворителя над раствором, которая в значительной мере определяется концентрацией солей.

Континентальная сэбха отличается от прибрежной большей долей некарбонатных зерен главным образом тонко- и среднезернистого кварца. Но в тонкой фракции довольно много карбонатных зерен. Континентальная сэбха протягивается внутрь материка на 80—100 км от берега, имеет площадь около 6000—8000 км<sup>2</sup> и уклон в сторону моря 2'. Грунтовые воды насыщены или пересыщены сульфатом кальция. Под их воздействием происходит гидратация ангидрита и переход его в гипс.

На контакте с грунтовыми континентальными водами желваки ангидрита замещаются гипсом (см. фиг. 2). Несмотря на то, что многие желваки неуплотнены и настолько мягки, что распадаются в воде, их рост внутри вмещающего осадка происходит за счет механического раздвигания зерен. Континентальные осадки сэбхи, включая и ее прибрежную часть, являются продуктом эоловой аккумуляции, но их текстура существенно отличается от текстуры эоловых дюн: осадки сэбхи характеризуются горизонтальной слоистостью и лишь местами имеют небольшие знаки ряби, тогда как у дюн слоистость крупная косая.

Образование горизонтальной слоистости обусловлено действием грунтовых вод, предохраняющим эоловые осадки сэбхи от дефляции. Между прочим, именно такой механизм предложил недавно В. Л. Стокс (Stokes, 1968) для объяснения многочисленных параллельных плоскостей, секущих слоистость в эоловых песчаниках перми, триаса и юры на плато Колорадо.

**ПРИЗНАКИ СЭБХИ В ПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЮГА  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В Днепровско-Донецком прогибе, в Прикаспийской впадине и на прилегающих к ним территориях, распространена мощная галогенная формация пермского возраста. В ее основании широко представлены породы, часть которых, возможно, возникла в условиях, аналогичных сэбхи.

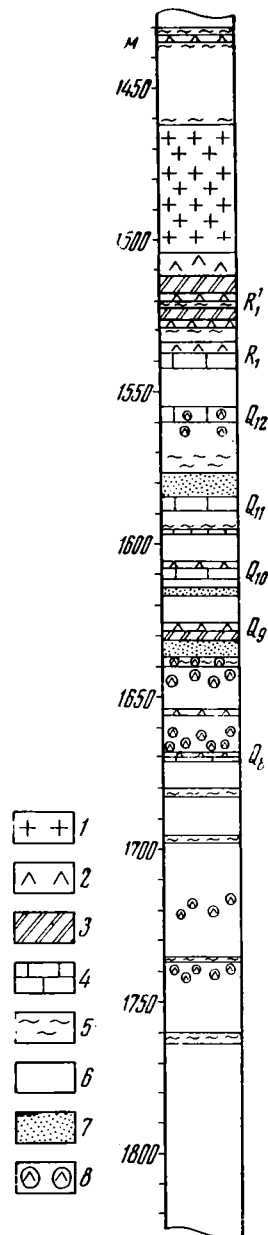
Ограничимся рассмотрением мелиховской и святогорской ритмопачек никитовской свиты, представляющих собой два наиболее древних стратиграфических подразделения бахмутской серии, т. е. пермского трансгрессивного галогенного комплекса Днепровско-Донецкого прогиба. Особенно в этом отношении характерен интервал между горизонтами  $Q_8$  и  $Q_9$  (фиг. 4). Характерна следующая последовательность пород (сверху) (см. фиг. 4, 1660—1670 м).

Алевриты и песчаники красноцветные известняковые разнозернистые с желваками ангидрита (фиг. 5). Алевритовые и псаммитовые зерна сложены преимущественно обломками карбонатных пород. Много фрагментов фораминифер как внутри обломков карбонатных пород, так и вне их, реже встречаются целые их раковины (фиг. 6). В подчиненном количестве присутствуют алевритовые, редко мелкопсаммитовые зерна кварца и полевых шпатов и мелкие чешуйки слюды. Желваки ангидрита диаметром 1—15 мм и более сгруппированы в слойки. Контуры желваков резкие. Встречаются и мелкие неправильные скопления ангидрита. Слоистость песчаников обусловлена неравномерным распределением обломочных зерен, глинистого и карбонатного материала. Цемент поробый и базальный, интенсивно пропитанный гидроокислами железа. В большинстве случаев в нем преобладает мелкий карбонатный детрит. Мощность от долей до 5 м, редко больше.

«Т а к ы р н ы е г л и н ы » (фиг. 7) характеризуются присутствием остатков растрескавшихся глиняных корочек. Трещины, т. е. промежутки между изогнутыми обрывками глиняных корочек, выполнены алевритовым материалом. Здесь же встречаются клиновидные жилки мощностью до 0,5—0,7 мм, длиной до 10 мм и более, ориентированные перпендикулярно слоистости. Контуры жилки резкие. Зальбанды сложены скаленоэдрами карбонатного минерала, а средняя часть — целастином (или баритом?). Внутри встречаются таблички ангидрита. Местами ангидрит пойкилитово прорастает вмещающую породу. Характерна неравномерность распределения алевритового мате-

Фиг. 4. Разрез низов бахмутской серии

1 — каменная соль; 2 — ангидрит; 3 — доломитовый мергель и доломит; 4 — известняки; глины и мелкозернистые алевриты; 5 — серые, 6 — красноцветные; 7 — песчаники и крупнозернистые алевриты;  $Q_8, Q_9, Q_{10}, Q_{11}, Q_{12}, R_1, R_1'$  — маркирующие горизонты (от кровли пласта соли до подошвы известняка;  $Q_8$  — святогорская пачка, ниже — мелиховская пачка); 8 — желваки ангидрита





Фиг. 5. Желваки ангидрита (светлое) в известняковом песчанике

Днепровско-Донецкий прогиб. Каменская площадь, скв. 33, глубина 1814—1830 м, низы бахмутской серии, над горизонтом  $Q_7$



Фиг. 6. Известняковый песчаник  
Обр. на фиг. 5,  $\times 45$ , без анализатора, видны обломки нодозарий и каменноугольных фузулинид

риала. Скопления карбонатов приурочены к участкам, обогащенным алевритовыми зернами. Мощность до 0,35 м.

Глина серая, слабоалевритистая, хорошо раскристаллизованная, с параллельной ориентировкой чешуек. Мощность 0,5—2,5 м.

Ангидрит светло-серый и серый, сетчатый, структура гетеробластовая, лучистая, мощность 1—2 м (в некоторых скважинах этот пласт отсутствует).

Доломит серый, с многочисленными ядрами остракод, реже встречаются обрывки мшанок, в значительной степени замещен ангидритом, который образует пойкилитовое прорастание и выполняет ядра остракод. Книзу переходит в доломит с многочисленными остатками водорослей, а еще ниже — в фораминиферовый (глобивальвулиновый и лягенидовый) или брахиоподобный ракушняк.

Вверх по разрезу можно встретить еще несколько прослоев доломита с желваками ангидрита. В одних случаях желваки приурочены к алевритам, в других — к глинам. Но если терригенные породы залегают на карбонатных, то под породами с желваками лежит доломит, бедный органическими остатками (главным образом с остракодами). Книзу от слоя доломита количество органических остатков обычно растет, причем наряду с остракодами большую роль играют и водоросли, много гелифицированных растительных остатков.

Структура ангидрита, слагающего пласты, гетеробластовая узко-таблитчатая радиально-лучистая или гетеробластовая флюидная, длина табличек до 0,3 мм. Желвакам ангидрита свойственна микро- и тонкозернистая короткотаблитчатая (длина табличек до 0,01 мм). Желваки ангидрита по мере роста, вероятно, раздвигали обломки глины, карбонатные и терригенные зерна и частично замещали их. Внутри желваков видны тонкие жилки красноватого глинистого вещества.

Следует особо подчеркнуть наличие мелкопятнистой карбонат-ангидритовой породы с включением галита и полигалита. Характерны соотношения этих включений с породами, которые могут рассматриваться как продукты седиментации на сэбхе. Так, в скважине Каменской 28



Фиг. 7. «Такрыная глина»  
Темно-серое — деформированные глинистые корочки  
«а» — ангидрит, Днепровско-Донецкий прогиб, Каменская площадь, скв. 26, глубина 1121—1124 м, святогорская пачка,  $\times 20$



Фиг. 8. Желваки ангидрита в водорослевом доломите  
Днепровско-Донецкий прогиб, Каменская площадь, скв. 33, глубина 1723—1729 м, верхи святогорской пачки

(восточная часть Днепровско-Донецкого прогиба) в интервале 1062—1067 м обнаружен слой карбонатной породы с тонкими (2 мм) прослойками ангидрита. Слоистость подчеркивается присыпками и линзочками алевроитового материала. Мощность слоя 0,2 м. Выше идет слой мелкопятнистой карбонато-ангидритовой породы с включениями галита, окаймленными шестоватыми кристаллами полигалита. Мощность слоя 5 см. Далее вверх залегает тонкий слой ангидрита, выше которого опять идет пятнистая ангидрито-карбонатная порода. Диаметр желваков ангидрита до 15 мм. Желваки «цементируются» мелкозернистым карбонатным материалом с алевроитовыми зернами кварца и обломками известняков псаммитовой размерности.

Какие же признаки позволяют предполагать, что по крайней мере часть из приведенных выше пород может быть ископаемой сэбхой?

По-видимому, не будет большой натяжкой, если мы предположим, что микро- и тонкозернистые доломиты с остатками остракод, с редким детритом фораминифер и макрофауны, часто с многочисленными обрывками водорослей являются продуктом седиментации в лагуне, прилегающей к сэбхе. Наиболее распространенный осадок современных лагун — известковый арагонитовый ил и пеллеты. В илу содержатся клубочки синезеленых водорослей (Kendall, Skipwith, 1969). Выше отмечалось, что в прибрежной сэбхе арагонитовые илы довольно быстро подвергаются раннедиагенетической доломитизации. Сгустки, комочки, псевдоолиты и оолиты в пермских доломитах могут быть остатками арагонитовых пеллет, которые накапливались в лагуне совместно с илом, или же свидетелями отмелей, для которых характерны скопления оолитовых песков.

Так как в этих же пачках встречаются доломиты, полностью сложенные целыми раковинами и их детритом, то бедность органическими остатками основной массы доломитов нельзя объяснить перекристаллизацией при доломитизации. Поскольку терригенная примесь в них невелика, то наиболее вероятными факторами, подавлявшими органическую жизнь в лагуне, были аномальные солености и газовый режим. В пользу повышенной солености говорят глиптоморфозы и целые кристаллы галита.

Для осадков современных лагун характерна черная окраска карбонатных зерен, причем наиболее черные зерна приурочены к центральной части лагун. Обработка образцов бензином приводит к их обесцвечиванию. Следовательно, и в древних отложениях темная окраска, примесь органического материала может быть характерна и для лагун, а не только для глубоководных депрессионных фаций. Употребляя термин «лагуна» применительно к возможной природе пермского бассейна, в котором накопились рассматриваемые карбонатные осадки, мы имеем в виду лишь два «лагунных» признака: мелководность и ограниченность циркуляции, независимо от площади акватории.

Сложнее обстоит дело с доказательством супралиторального генезиса тех тонкослоистых карбонатных пород, которые действительно подстилают слои с желваками ангидрита в перми (фиг. 8). Такая слоистость обусловлена несколькими причинами; чередованием карбонатных прослоев различной структуры, присыпкой углефицированного и гелифицированного растительного детрита, чередованием прослоев карбонатной породы и ангидрита и т. д. По своей строматолитоподобной текстуре и залеганию над доломитами (лагунными, сублиторальными) эти породы похожи на «водорослевую подстилку» сэбхи и, возможно, являются ее аналогами. Но, по-видимому, не следует придавать слишком большое значение поиску древних литоральных осадков в связи с ископаемой сэбхой, так как если сэбха располагалась вокруг внутриконтинентальных морей, то из-за малой высоты прилива ширина литорали также могла быть небольшой.

Что же касается пород с желваками ангидрита, то они обладают многими признаками, свойственными осадкам сэбхи. Так, псаммитовые разности полиминеральны, с обилием зерен карбонатных пород и глин. Часть микрофауны представлена древними формами, попавшими в эти осадки вместе с обломками древних известняков, но есть и явно пермские, среди которых преобладают шубертеллы. Для алевролитов и песчаников пермской сэбхи характерна очень низкая степень сортировки. Часто встречаются изогнутые и деформированные корочки глин и трещины усыхания. Слоистость плохо выражена, обычно горизонтальная или со слабыми знаками ряби. Нередко красно- или коричневатобурая окраска свойственна нижней и верхней частям пластов, тогда как средняя их часть имеет серый цвет с теми или иными оттенками. Желваки ангидрита в пермских породах росли, вероятно, так же раздвигая зерна вмещающих осадков, как на современной сэбхе.

Глины, образование которых, возможно, связано с пермской сэбхой, красноцветные, тонкослоистые, иногда с неправильными линзочками и прослойками алевроитового и псаммитового материала, с трещинами усыхания. Часто встречающиеся кристаллы соли или их отпечатки указывают на то, что подобные глины отлагались в условиях повышенной минерализации вод и нередко выходили на дневную поверхность. С другой стороны, их тонкоотмученность, хорошая слоистость, параллельная ориентировка чешуек заставляют предполагать, что седиментация происходила в водной среде. Переслаивание с алевропсаммитовыми породами говорит о том, что это могли быть плейи — небольшие озера на прибрежной равнине, питающиеся континентальными водами. Обилие таких эфемерных озер характерно для сэбхи.

Для сэбхи, окружающей лагуну Охо де Либре на Калифорнийском полуострове, также характерна ангидрит-полигалит-галитовая ассоциация (Holser, 1966). Полигалит залегает в виде белого твердого подпочвенного слоя мощностью в 1 см, подстилая 5-сантиметровый слой грубого галит-гипсового песка, переслаивающегося с органическим материалом. В крайней северо-западной части сэбхи буровые скважины на глубине 1,2 м обнаружили рассеянный полигалит в илу, обогащенном

галитом и типсом. Ориентировка кристаллов полигалита неправильная, напоминает сферолитовую.

Значительно труднее обосновать эвхвовую природу карбонатных пород, содержащих прослой с желваками ангидрита.

Обычны псевдоморфозы ангидрита по селениту, выполняющему клиновидные трещинки, секущие слоистость в терригенных породах, рассматриваемых как пермский аналог эвхвы. Такие псевдоморфозы могут считаться косвенным признаком континентальной обстановки накопления осадков.

Следовательно, весьма вероятно, что распространенные в перми юга Русской платформы разнозернистые песчаники и алевролиты с желваками ангидрита, подстилаемые доломитами с тонкослоистой неправильно-волнистой текстурой действительно являются ископаемой эвхвой.

Насколько можно судить по литературе, до настоящего времени не было работ, в которых рассматривались бы возможности того, что приведенный выше комплекс признаков может быть использован как свидетель субаэральной обстановки минералообразования в перми юга Русской платформы. И если раннедиагенетическая природа желваков ангидрита и признавалась, то считалось, что этот процесс идет в донных осадках осолоненных лагун. За последние годы появилось много сообщений о наличии подобных образований в пермских галогенных формациях Европы и Америки. Так, они описаны в разрезах нижней перми о. Западный Шпицберген (Holliday, 1965), в основании цехштейна Южной Прибалтики (Тамошюнас, 1964), на Предсудетской моноклинали в Польше (Kłapciński, 1966), в ФРГ (Langbein, 1964), в Северном море (Brunstorm, Walmsley, 1969). Д. Шерман высказал предположение, что желваковые ангидриты, неоднократно описанные в пермских свитах Очоа и Кастил (США), также имеют эвхвовый генезис. Следовательно, древние аналоги эвхвы были распространены на обширной территории, которая затем превратилась в гигантский солеродный бассейн.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше комплекс признаков, характеризующий эвхву, позволяет более определенно различать субаквальные и субаэральные слои с диагенетическими желваковыми ангидритами.

Ископаемая эвхва может быть использована как маркирующий горизонт. Эвхвовые толщи, характеризующиеся определенным набором пород и будучи однажды установленными по керну, могут в последующем однозначно выделяться и по комплексу промыслово-геофизических данных.

Судя по характеру распространения эвхвы в пермской галогенной формации юга Русской платформы и других приведенных выше толщах, она приурочена преимущественно (а может быть, исключительно) к нижней части трансгрессивных галогенных комплексов. Если это так, то обнаружение эвхвы должно послужить сигналом для поиска перерыва в разрезе и углового несогласия.

Палеогеографическое значение эвхвы также очевидно. Д. Шерман (Sherman, 1966) считает, что современная эвхва является аридным аналогом маршей Голландии, Англии и т. д., эвхвовые толщи, по его мнению, — аридные аналоги параллических угленосных толщ. Это может служить отличной иллюстрацией к характеристике аридного литогенеза (Страхов, 1962) и к дискуссии о роли климатического фактора при седиментогенезе.

### ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геохимия осадочного процесса.— В сб. «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. I, Гостоптехиздат, Л., 1954.
- Виталь Д. А. Современные карбонатные конкреции соленых озер Кулундинской степи и их генезис.— Тр. ИГиН АН СССР. Геол. серия, № 46, 1950, вып. 125.

- Добровольский В. В. Элементы-примеси в гипсовых конкрециях из отложений средне-верхнечетвертичного возраста аридной зоны.— *Геохимия*, 1960, № 7.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах.— *Литол и полезн. ископ.*, 1970, № 4.
- Тамошюнас Л. М. Текстуры верхнепермских ангидритов Южной Прибалтики.— *Тр. АН ЛитССР, Вильнюс*, 1964, Б., № 2 (37).
- Brunstorm R. G. W., Walmsley P. J. Permian evaporites in North sea basin.— *AAPGB*, 1969, v. 53, No. 4.
- Curtis R., Evans G., Kinsman D., Sherman D. Association of dolomite and anhydrite in recent sediments of Persian Gulf.— *Nature (Engl.)*, 1963, No. 4868.
- Goldsmith I. H. Concentration of potash salts in saline basins.— *AAPGB*, 1969, v. 53, No. 4.
- Holliday D. W. Nodular gypsum and anhydrite rocks in the Bullefjorden region, Spitsbergen. *Arbok Norsk polarinst*, 1965.
- Holser W. T. Diagenetic polyhalite in recent salt from Baja California.— *Amer. Mineralogist*, 1966, v. 51, jan feb.
- Kendall Chr. St. C., Skipwith P. A. d'E. Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of Khor al Bazam. Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf.— *AAPGB*, 1969, v. 53, No. 4.
- Kinsman D. Dolomitization and evaporite development, including anhydrite in lagoonal sediments, Persian Gulf.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1965, No. 82.
- Kinsman D. Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites.— *AAPGB*, v. 53, No. 4.
- Kelapciński J. Stratygrafia anhydrytów Werra v rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka) *Roczn.—Polskiego towarz. geol.*, 1966, 36, No. 1.
- Langbein R. Petrographische Strukturen von Anhydrit — *Faziestupen.— Geologie*, 1964, v. 13, No. 1.
- Shearman D. J. Origin of marine evaporites by diagenesis.— *Trans. Inst. Mining and Metallurgy*, 1966, B. 75, Aug.
- Shearman D. J. Origin of marine evaporites by diagenesis. Discussion on the paper.— *Trans. Intsn. Mining and Metallurgy*, 1967, B. 76, Febr.
- Stokes Wm. Lee Multiple parallel-truncation bedding planes — a — feature of wind-deposited sandstone formations.— *J. Sediment. Petrol*, 1968, v. 38, No. 2.

Нижне-Волжский НИИ  
геологии и геофизики  
Саратов

Дата поступления  
12.X.1970

**СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1972 ГОД**

А. А. Али-заде, П. А. Шойхет, М. Б. Хеиров, А. К. Покидина. О роли глинистых минералов в накоплении и преобразовании органического вещества в современных осадках Каспийского моря	№ 1
С. В. Альбов. О гидрогеохимии Сиваша и Перекопских озер	№ 1
Г. Н. Батурин, В. П. Петелин. Конкреции фосфоритов на шельфе Чили	№ 3
В. М. Белый, В. И. Виноградов, А. К. Лисицин. Изотопный состав серы в урановых роллах и его генетическое значение	№ 6
Л. Н. Ботвинкина. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и некоторые особенности их фациального анализа	№ 2
Ю. Н. Брагин. Закономерности формирования древних кор выветривания осадочных пород карбона в Донбассе	№ 1
В. А. Бронево́й. Экспериментальная модель выветривания Ж. Педро	№ 6
А. В. Ван. Вулканический пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири	№ 1
Э. Г. Васильева. Моделирование процессов осаждения урана, селена, молибдена при взаимодействии металлоносных кислородных вод с встречным потоком газообразных восстановителей	№ 6
Н. Г. Верейский. Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины как показатель способа их накопления	№ 5
И. И. Волков, Л. С. Фомина. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря	№ 2
И. И. Волков, А. Г. Розанов, Н. Н. Жабина, Т. А. Ягодинская. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии	№ 4
Ф. И. Вольфсон, В. В. Архангельская. Об условиях образования месторождений медистых песчаников	№ 3
Н. Т. Воскресенская. Геохимия таллия в Чигатурском марганцеворудном бассейне	№ 5
А. Р. Гептнер. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма	№ 1
М. А. Глаголева. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана	№ 4
Б. Ф. Горбачев. Относительно генезиса корунда в неметаморфизованных бокситах (термодинамический анализ)	№ 3
Т. Д. Джумалиев. О фосфоритоносных отложениях основания Шабактинской свиты Малого Каратау в Казахстане	№ 3
В. А. Ерошев-Шак, Г. Л. Горощенко. Глинистые минералы в продуктах изменения метаморфических пород кристаллического фундамента района Укмерге Литовской ССР	№ 3
Н. П. Зате́нацкая. Гидрогеохимические и литологические особенности девонских отложений района Старобинского месторождения калийных солей	№ 1
В. П. Зверев. К вопросу о химической мобилизации вещества на водосборных площадях	№ 6
Л. Н. Капченко. Роль ионообменной адсорбции в формировании состава глукбокозалегающих подземных вод	№ 6
В. Д. Коган. Аналоги сбэхи в перми юга Восточно-Европейской платформы	№ 6
П. Н. Конев, Б. Я. Чалов. Изучение обломочного кварца такатинской свиты Колво-Вишерского края для палеогеографических реконструкций	№ 5
В. И. Копорулин. Катагенетические изменения песчано-гравийных пород верхнего мела района Пенжинской губы на Камчатке	№ 2
Т. Н. Кре́менецкая. Обломочно-шаровые брекчии вулкана Большой Чекчебон на Камчатке	№ 1
Т. Н. Кре́менецкая. Об особенностях вулканогенно-осадочных отложений папеодельты р. Ичи на Камчатке	№ 2
М. Г. Леонов Флиш — образование подводного склона	№ 2



Г. И. Леонтьев. Опыт синхронизации древних ритмичнослоистых осадков методом графической коннекции	№ 1
В. Л. Либрович, В. Б. Сапожников. Фации и условия формирования альбских отложений Западного Копетдага	№ 2
И. А. Лисицына, О. А. Дворецкая. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана	№ 4
Н. В. Логвиненко. Состав и генезис карбонатов железа и марганца в осадочных образованиях	№ 3
Н. В. Логвиненко, М. Г. Бергер. Некоторые вопросы литологической терминологии и номенклатуры	№ 4
К. И. Лукашев, В. А. Ковалев, А. Л. Жуховицкая, В. А. Генералова, А. А. Соколовская. Формы и динамика серы в торфах и осадках озер Белоруссии	№ 3
О. И. Лунева. Основные принципы палеогеографических реконструкций докембрия	№ 6
И. А. Михайлов, Г. Н. Батурич, А. В. Коченов, Ю. В. Миртов, А. В. Развалаяев. Условия накопления фосфоритов в Нильской синеклизе и на шельфе юго-западной Африки	№ 5
В. М. Новоселицкий, С. А. Сосланд, Е. С. Килейко. Использование послышной зональности физических свойств горных пород при палеотектоническом анализе локальных платформ	№ 6
М. В. Пастухова. О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов	№ 2
М. Ф. Пилипчук. Некоторые вопросы геохимии молибдена в Средиземном море	№ 2
В. С. Попов. К литологии ангидритовой толщи верхнеюрской галогенной формации юго-западных отрогов Гиссара в связи с ее сероносностью	№ 5
М. А. Ратеев, Б. П. Градусов, М. Н. Ильинская. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала	№ 4
А. Г. Розанов, В. С. Соколов, И. И. Волков. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана	№ 4
А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, В. Е. Хаин. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии	№ 1
И. Н. Семашева, Е. Л. Абрамович. Категенетические преобразования в доломитах Калканата и их роль в формировании стратифицированных свинцовых руд	№ 3
А. В. Сидоренко. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии	№ 6
И. М. Симанович. Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия)	№ 2
И. М. Симанович, Г. В. Ивенсен. О включении минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце	№ 5
Е. И. Сребродольский. О минералогии Водинского месторождения серы в Куйбышевской области	№ 1
Н. М. Страхов. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана	№ 4
П. П. Тимофеев, А. В. Щербаков. Проблемы гидрогеохимии литогенеза	№ 2
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Ринского межгорного прогиба	№ 3
П. П. Тимофеев. Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса	№ 6
З. В. Тимофеева, Ю. А. Балашов. Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа	№ 3
И. И. Тучков. Палеогеографические особенности седиментации пограничных толщ перми и триаса Якутии	№ 4
В. П. Федин. Распределение брома в рассолах и соляных образованиях залива Кара-Богаз-Гол	№ 1
А. П. Феофилова. Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбонových отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом	№ 5
И. В. Хворова, Б. П. Золотарев, А. И. Гусарева. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала	№ 6
В. Н. Холодов. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах	№ 1
В. Н. Холодов. Фациально-палеогеографические условия образования руд ванадия и фосфора в Каратау	№ 6
М. Ю. Хотин. Кремнистые породы поздне меловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатского мыса	№ 3
В. Ф. Шульга. Закономерности изменения угленосности и цикличности в сарсарской свите Западного Донбасса	№ 5
С. И. Шуменко. О цеолитах группы гейландита	№ 5
С. И. Шуменко. Известковый нанопланктон и карбонатонакопление в истории Земли	№ 6
О. Г. Эпштейн. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы	№ 3

## Краткие сообщения

- К. И. Багринцева. О пористости карбонатных коллекторов различного состава и генезиса № 5
- Н. А. Балынский. Кластические дайки Донбасса и отличие их от кластических интрузий других угольных месторождений № 4
- Т. А. Вознесенская. Апогиалокластические образования на Южном Урале (Магнитогорский мегасинклиорий) № 1
- Э. С. Гончаров, И. Б. Кулибакина. Роль смешивания вод различной солёности в формировании газовых залежей и факторы, обуславливающие создание аномально высоких пластовых давлений в соленосных бассейнах № 2
- Т. Н. Кременецкая. О специфике озерных отложений вулканической области (на примере Тигильского района Камчатки). № 5
- А. М. Лаптева. О находках пробковых тканей в углях среднего карбона Донбасса № 4
- Д. А. Минеев. О повышенной иттриенности осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых № 4
- А. Д. Петровский. Определение кровли и подошвы в пластах геосинклинальных силицитов № 4
- В. И. Розанов, Г. М. Немцова. Некоторые минералогические критерии расчленения верхнепермских отложений северной части Московской синеклизы № 1
- Е. В. Рухина. Литологический состав морен и его зависимость от пород ледникового ложа № 1
- И. Н. Семашева, И. С. Софиев. О сорбционной золе, гигроскопической влаге и содержании германия в компонентах бурого угля № 1
- Ф. Таранушич, А. А. Рожнов, В. А. Лыткин, В. И. Щибрик, Е. И. Бузмаков. О флюидной ритмичности рудоотлагающих отложений Жайремского месторождения (Центральный Казахстан) № 5
- О. Р. Терновский. О генезисе монтмориллонитовых глин коры выветривания базальтов Кустанайской области № 2
- В. А. Филиппов. О закономерностях распределения фаций в древних толщах западного склона Южного Урала № 5
- С. С. Чекин. Необычная последовательность образования минералов железа при диагенезе № 2
- И. Н. Черенков. Тиллитоподобные образования в отложениях геосинклинальных областей № 1
- М. Н. Шербакова. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан) № 1
- Е. С. Щуркин. Связь битумопроявлений с гидротермальной минерализацией на Мангышлаке № 4
- Ю. Д. Янушевич. О кластических дайках в отложениях Северо-Западного Казахстана № 3

### Методика

- В. И. Гречин. О методах изучения катагенетического преобразования кремнистых пород (на примере миоцена Камчатки и Сахалина) № 4
- Б. А. Сахаров, В. В. Хлыбов. Рентгеновское изучение диоктаэдрического хлорита № 1
- Л. Е. Штеренберг, В. И. Гречин, А. А. Соловьев, Г. А. Шурина. К методике окрашивания карбонатных пород № 5

### Критика и дискуссии

- А. В. Лапо. Вопросы генезиса угля в монографии Л. Ш. Давиташвили «Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира» № 4
- В. И. Лебединский, Л. П. Кириченко. О сборнике «Бентонитовые глины Поволжья» № 3

### Хроника

- А. Б. Вистелиус. Математическая геология на 8 Международном седиментологическом конгрессе (г. Гейдельберг, ФРГ, 1971 г.) № 2
- Е. А. Головин, В. И. Попов, Э. Г. Шакаров. Семинар по эпигенетическим (наложенным) процессам в мезозойских и кайнозойских осадочных породах № 5
- Г. Н. Доленко, Е. П. Сливко. Симпозиум «Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые» № 5
- Б. М. Михайлов, В. А. Бронева, А. Д. Петровский. Семинар по литолого-фациальному анализу осадочных рудоносных формаций Al — Fe — Mn № 2
- В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных. Читинский семинар по стратиформным месторождениям цветных металлов № 5

П. П. Тимофеев, Л. М. Сибиркина. IV Всесоюзное угольное геологическое совещание «Угленосные формации и их генезис» . . . . .	№ 4
Л. Г. Ткачук, Ю. А. Русько. IX Всесоюзное литологическое совещание . . . . .	№ 3
И. В. Хворова. Информация о VIII Международном конгрессе седиментологов . . . . .	№ 2
В. Н. Холодов, А. А. Мигдисов. Международный геохимический конгресс в Москве . . . . .	№ 3
Библиография . . . . .	№ 2
Н. Б. Вассоевич (К 70-летию со дня рождения) . . . . .	№ 5
Некролог: <u>А. И. Гусев</u> . . . . .	№ 5
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1971 г. . . . .	№ 4

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,  
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,  
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,  
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),  
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,  
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,  
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,  
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),  
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 2/Х-1972 г. Т-117757 Подписано к печати 30/ХI-1972 г. Тираж 1360 экз.  
Зак. 5224. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 5 Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,5

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**  
**ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»**  
**В магазинах «Академкнига»**  
**имеются в продаже книги:**

- ЕЛИСЕЕВ А. И.** Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. 1964. 172 стр. 1 р. 24 к.
- ИВАНОВСКАЯ А. В.** Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения реки Лены. 1967. 170 стр. 1 р. 01 к.
- История исследований полезных ископаемых экспедициями АН СССР.** 1966. 168 стр. 61 к.
- КЛУБОВА Т. Т.** Литолого-минералогическая характеристика меловых глин Западно-Сибирской низменности. (По материалам Березовской, Омской, Ханты-Мансийской опорных скважин). 1961. 76 стр. 14 к.
- КОЛГИНА Л. П. и др.** Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. 1961. 125 стр. 71 к.
- ЛАВРОВ В. В.** Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. (Условия накопления и полезные ископаемые). 1965. 132 стр. 81 к.
- ЛАЗАРЕНКО А. А.** Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны. (На примере Днепра, Десны и Оки). Труды Геологического института. Вып. 120. 1964. 236 стр. 1 р. 41 к.
- ЛЮФАНОВ Л. Е.** Стратиграфия и литология палеозоя и мезозоя западной окраины Виллюйской синеклизы. 1964. 110 стр. 74 к.
- Магматизм и полезные ископаемые северо-восточной Кореи и юга Приморья.** 1966. 224 стр. 1 р. 47 к.
- МАКСИМОВА С. В.** Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. 1961. 117 стр., 24 вкл. 1 р. 09 к.
- НАСЕДКИН В. В.** Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения (исследования в области неметаллических полезных ископаемых). Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 98. 1963. 210 стр. 1 р. 30 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:**

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

