

ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАЗАХСТАНА



АЛМА - АТА • 1973



«НАУКА» Publishing House of the Kazakh SSR

Издательство «Наука» Казахской ССР

ACADEMY OF SCIENCES OF KAZAKH SSR
MINISTRY OF GEOLOGY KAZAKH SSR
COMMISSION ON SEDIMENTARY ROCKS AT THE DEPARTMENT
OF UNIVERSE AND EARTH SCIENCES
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR THE SATPAYEV
INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES

LITHOLOGY AND SEDIMENTARY MINERAL RESOURCES OF KAZAKHSTAN

*PROCEEDINGS OF THE SECOND REPUBLICAN CONFERENCE
FOR LITHOLOGY*

(October 5—7, 1971)

ALMA-ATA · 1973

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
КАЗАХСТАНСКАЯ КОМИССИЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ВСЕЛЕННОЙ И О ЗЕМЛЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

552.5:553.6

ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАЗАХСТАНА

ТРУДЫ II РЕСПУБЛИКАНСКОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

(5—7 октября 1971 г.)

АЛМА-АТА · 1973



863

В сборнике публикуются наиболее интересные доклады II Республиканского литологического совещания, состоявшегося в октябре 1971 г. в Алма-Ате. В них освещены основные итоги изучения осадочных пород, кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых в Казахстане. Приведены новые материалы об условиях формирования геосинклинальных и орогенных образований палеозоя, о методике фациального анализа геосинклинальных толщ, палеогеографии позднего палеозоя Центрального Казахстана, о маршаллитовых корях выветривания и перспективах обнаружения в них месторождений бокситов в Южном Казахстане. Ряд статей посвящен геохимии рудовмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных отложений Джекказган-Улутауского, Атасуйского и Каратауского рудных районов.

Книга предназначена для широкого круга специалистов, изучающих осадочные породы, коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые, а также для геологов-съемщиков, минералогов и геохимиков.

This book presents a collection of the most interesting reports made at the Second Republican Lithological Conference held in Alma-Ata in October 1971. The reports are concerned with the main results of study on sedimentary rocks, crusts of weathering and related mineral resources in Kazakhstan. They provide new data on the formation conditions of geosyncline and orogenic Palaeozoic formations, facies analysis methods of geosyncline strata, Late Palaeozoic paleogeography of Central Kazakhstan, marshallitic weathering crusts and prospecting for new bauxite deposits in South Kazakhstan. A number of articles is devoted to geochemistry of ore-bearing sedimentary and volcano-sedimentary deposits in the Djezkazgan-Ulatau, Atasu and Karatau ore regions.

The book is intended for broad sections of specialists who are involved in the study of sedimentary rocks, weathering crust and mineral resources associated with them as well as for field geologists, mineralogists and geochemists.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

П. Т. Тажибаева (главный редактор), Н. А. Азербаяев (ответственный секретарь), И. И. Бок, Н. Н. Ведерников, Г. Л. Кушев, К. Т. Табылдиев, В. У. Урумбаяев.

EDITORIAL BOARD:

P. T. Tazhibayeva (Chief Editor), N. A. Azerbayev (responsible secretary), I. I. Bok, N. N. Vedernikov, G. L. Kushev, K. T. Tabyldiev, V. U. Urumbayev.

Л 0292—118
М 405(07)—73 9—73



Издательство «Наука» Казахской ССР, 1973 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

5—7 октября 1971 г. в Алма-Ате состоялось II Республиканское литологическое совещание, организованное Академией наук Казахской ССР, Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Вселенной и о Земле, Министерством геологии Казахской ССР и Ордена Трудового Красного Знамени Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева.

II Республиканское литологическое совещание было посвящено проблеме «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». На нем обсуждались основные результаты изучения осадочных пород и полезных ископаемых за истекшие пять лет после I Республиканского литологического совещания.

В совещании участвовало около 200 человек, представлявших научные и производственные организации, высшие учебные заведения Москвы, Ленинграда, Алма-Аты, Новосибирска, Воронежа, Караганды, Усть-Каменогорска, Гурьева, Фрунзе и других городов, а также сотрудники многочисленных геологических партий и экспедиций из различных районов Казахстана. На пленарных заседаниях было заслушано и обсуждено 20 докладов, посвященных следующим проблемам:

- 1) осадочные породы и связанные с ними полезные ископаемые;
- 2) фациальный анализ, осадочные и вулканогенно-осадочные формации, палеогеография;
- 3) геохимия осадочных пород, коры выветривания;
- 4) методы исследования осадочных пород и минералов.

В обсуждении докладов участвовали Г. И. Бушинский, П. Т. Тажибаева, Б. М. Михайлов, Н. А. Азербайев, К. И. Александров, В. С. Ерофеев, А. А. Рожнов, К. Т. Табылдиев, О. А. Федоренко.

В настоящем сборнике помещены тексты наиболее интересных докладов, рекомендованных оргкомитетом совещания и бюро Казахской комиссии по осадочным породам к опубликованию, и решение, принятое участниками II Республиканского литологического совещания, характеризующее современное состояние и задачи литологии и учения об осадочных полезных ископаемых в Казахстане в свете решений XXIV съезда КПСС.

Широкий круг вопросов, освещенных в докладах, свидетельствует о постоянно возрастающей роли литологии и осадочных полезных ископаемых в геологической науке и практике Казахстана.

П. Т. ТАЖИБАЕВА, Н. П. НАБОКОВ, А. Е. СУХАНОВ

*(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
и.м. К. И. Сатпаева АН КазССР, Министерство геологии Казахской ССР, г. Алма-Ата)*

СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ В РЕСПУБЛИКЕ В СВЕТЕ РЕШЕНИЙ XXIV СЪЕЗДА КПСС

В Директивах XXIV съезда КПСС указано на необходимость более широкого использования минеральных ресурсов в целях дальнейшего развития экономики страны. В этой связи исключительно важное значение приобретает работа всей геологической службы, в том числе научных учреждений, занятых изучением и исследованием земных недр.

Как известно, большая часть полезных ископаемых связана с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые слагают более 75% поверхности нашей страны. Они включают такие важные полезные ископаемые, как медь, марганец, железо, алюминий, нефть, горючие газы, бурые и каменные угли, различные соли, фосфориты, строительные материалы, керамическое и другого рода сырье и т. д.

Ко второй половине нынешнего века общая стоимость полезных ископаемых, извлекаемых из осадочных пород, в два раза превысила общую стоимость всех остальных добываемых полезных ископаемых. Сейчас это соотношение еще более возросло. По утверждению академика Н. М. Страхова, «почти каждая осадочная порода является полезным ископаемым того или иного назначения».

Огромное народнохозяйственное значение минерального сырья осадочного происхождения, а также необходимость его изучения и исследования привели к тому, что возникло новое направление в геологии — литология — наука об осадочных породах.

Литология как самостоятельная научная дисциплина выделилась в 20-х годах нашего столетия. На ее становление и развитие оказали большое влияние корифеи отечественной геологии А. Д. Архангельский, В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Ю. А. Жемчужников, А. П. Виноградов, Н. М. Страхов, Д. С. Коржинский, А. В. Наливкин, К. И. Сатпаев, М. С. Швецов, Ф. В. Чухров, В. П. Батурин, А. Б. Рухин, Л. В. Пустовалов, И. И. Гинзбург и др. Развивая их идеи, советские ученые создали различные школы, охватывающие все важнейшие направления в изучении осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

В настоящее время советская литология стала одной из передовых наук в мире. Она вошла в качественно новую стадию своего развития после того, как начали интенсивно применяться рентгеноструктурные, физико-химические и другие тончайшие методы исследования осадочных пород. Ныне литологи могут дать всесторонний

анализ осадочного породообразования, установить генезис металлических и неметаллических полезных ископаемых, закономерности их размещения.

Литологией занимаются почти все геологические учреждения, научно-исследовательские институты, лаборатории системы Академии наук СССР и союзных республик, а также министерств геологии.

Для объединения усилий, координации деятельности научно-исследовательских учреждений в 1952 г. по инициативе одного из выдающихся основоположников литологии академика Н. М. Страхова была создана специальная Комиссия по осадочным породам при Отделении геологии АН СССР, возглавляемая в настоящее время крупным ученым-литологом академиком А. В. Сидоренко. Большую организующую и направляющую роль играет орган этой комиссии — журнал «Литология и полезные ископаемые».

Развитие литологии в Казахстане было очень своеобразным. К первому этапу можно отнести период с 1940 по 1959 г. В это время интенсивно изучаются месторождения меди, железа, марганца, бокситов, угля и других полезных ископаемых, приуроченных к осадочным породам Казахстана. В этот период по различным вопросам литологии выходят работы известных казахстанских ученых Н. Г. Кассина, Е. Д. Шлыгина, Г. Л. Кушева, М. И. Ломоновича.

Во второй этап (1959—1971 гг.) литологические исследования стали проводиться шире и ими были охвачены различные осадочные толщи, с которыми связаны месторождения ряда рудных и нерудных ископаемых.

Планомерное и систематическое литологическое изучение в Казахстане относится ко второму этапу (1959—1971 гг.), когда по инициативе академика К. И. Сатпаева в Институте геологических наук АН КазССР в 1959 г. был организован сектор литологии, где начали проводиться работы минералого-петрографического, литолого-геохимического и фашиально-формационного направления. Большое внимание уделялось новым физическим методам исследования. Литологические особенности угленосных, нефтегазоносных, фосфоритносных и других осадочных образований исследовались в секторах геологии хемогенных фаций, угля, нефти и газа ИГН АН КазССР.

Развитие литологии в нашей республике неразрывно связано с деятельностью организованного в 1963 г. Казахстанского отделения Комиссии по осадочным породам. В его состав вошла большая группа исследователей из различных учреждений республики: ИГН АН КазССР, Казахского научно-исследовательского института минерального сырья, Южно-Казахстанского, Западно-Казахстанского, Северо-Казахстанского геологических управлений и др.

На Казахстанское отделение Комиссии по осадочным породам возложены большие и ответственные задачи: организовано и планомерно направлять научные силы литологов на изучение осадочных и вулканогенно-осадочных толщ для выявления и установления общих закономерностей их состава, образования и размещения в них полезных ископаемых, оказывать научную и методическую помощь геологическим управлениям в проведении литологических работ, обмениваться опытом, созывая совещания, конференции, публикуя результаты литологических исследований и др.

По инициативе комиссии в январе 1966 г. было проведено совещание актива литологов республики. Участники совещания заслушали доклады по вопросам геохимии и литологии осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

генно-осадочных толщ, а также по проблемам использования минеральных микроудобрений в сельском хозяйстве.

В ноябре 1966 г. комиссия провела I Республиканское совещание литологов Казахстана с участием представителей более 20 научно-исследовательских и производственных геологических организаций и вузов республики, а также Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Ташкента, Душанбе.

В сентябре 1968 г. по инициативе сектора литологии в Алма-Ате был проведен Всесоюзный симпозиум по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. В его работе участвовало 410 специалистов из 84 научно-исследовательских и геологоразведочных учреждений и учебных заведений страны.

Большая работа проделана редакционной коллегией комиссии по подготовке и выпуску сборников «Литологические исследования в Казахстане» (вып. I и II) и «Исследование и использование глин и глинистых минералов».

Вся эта организационная и издательская работа показала, что в истекшем пятилетии казахстанскими литологами проведена большая работа по изучению осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, что, несомненно, имеет существенное практическое и теоретическое значение.

Расширился круг вопросов, изучаемых литологами. Об этом свидетельствует тот факт, что в настоящее время в ИГН АН КазССР литологические исследования ведутся в следующих направлениях:

- 1) литолого-фациальные исследования фаменских, нижнекарбоновых и вулканогенно-осадочных отложений Центрального Казахстана;
- 2) литология мезозойских и кайнозойских платформенных отложений Тургайского прогиба;
- 3) условия образования и состав осадочных геосинклинальных формаций палеозоя;
- 4) исследование литолого-фациальных и палеогеографических обстановок фосфоритов Казахстана;
- 5) изучение палеогеографических условий формирования угленосных отложений Казахстана и составление карт прогнозов угленосности.

Эти работы велись и ведутся в соответствии с решениями I Республиканского совещания литологов.

Сектором литологии ИГН АН КазССР в 1965—1970 гг. была продолжена серия литологических исследований в Джезказганском районе. Завершено комплексное изучение по теме «Литология нижнепермской пестроцветной толщи Джезказган-Улутауского района». По проблеме «Литология красноцветной толщи девона» Б. У. Урумбаев дал детальную литолого-петрографическую характеристику вмещающих пород Джездинского марганцевого месторождения. В 1968 г. закончена тема «Литолого-петрографические исследования джезказганской серии на месторождениях Сарыоба и Итауз».

По теме «Литолого-геохимическое изучение никеленосных кор выветривания на ультрабазитах Центрального Казахстана» Е. И. Соболевой и В. З. Кленовским были рассмотрены процессы формирования коры выветривания, стадийность образования глинистых минералов и возможности концентрации в них никеля.

По теме «Вещественный состав и условия формирования бентонитовых глин Южного Казахстана» завершено изучение геологии и минерального состава Кынгаракского, Дарбазинского, Джилгинского, Чардаринского, Чимкентского и Урангайского месторождений и даны

рекомендации на промышленное использование бентонитов (М. С. Галиев).

С 1968 г. начаты работы по теме «Условия образования и состав геосинклинальных осадочных формаций Байконурского прогиба». Применяя текстурный анализ и физико-химические методы исследования, а также учитывая сходство геолого-структурного положения с формацией Уачито, Н. А. Азербает рекомендовал черные яшмы кара-суирской свиты как первоочередной объект для поисков новакулитов — важного вида абразивного сырья, используемого в точном машиностроении (Тажибаета, Азербает, 1969).

При изучении литологии мезозойских и кайнозойских платформенных отложений Тургайского прогиба исследованы бентонитоподобные глины, необходимые для производства окатышей на Соколовско-Сарбайском комбинате.

В секторе геологии хемогенных фаций ИГН за истекшую пятилетку проводились работы по проблемам геологии и геохимии кембрийских фосфоритоносных отложений Южного Казахстана. В результате кандидат геолого-минералогических наук К. Т. Табылдиев выявил новые районы развития фосфоритоносных фаций каратауского типа.

Доктор геолого-минералогических наук В. Г. Сагунов и кандидат геолого-минералогических наук В. Р. Ткачев изучали минерально-сырьевую базу микроудобрений и перспективы их использования в сельском хозяйстве.

Кандидат геолого-минералогических наук Т. Ошакпаев в течение ряда лет исследовал солянокупольные структуры Прикаспийской впадины.

Под руководством члена-корреспондента АН КазССР Г. Л. Кушева и кандидата геолого-минералогических наук А. К. Бувалкина проводились исследования по темам «Выяснение палеогеографических условий формирования мезозойских отложений Казахстана», «Изучение метаморфизма и геохимии пород Карагандинского и других угленосных бассейнов», «Выявление палеогеографической обстановки накопления нижнекарбоневых отложений Южного и Центрального Казахстана», «Изучение литологии и метаморфизма верхнепалеозойских отложений Восточного Казахстана» и др.

В секторе нефти и газа ИГН под руководством члена-корреспондента АН КазССР П. Я. Аврова осуществлялись литологические исследования впадин Южного Казахстана, восточного борта Прикаспийской впадины, Южной Эмбы, междуречья Урала и Волги. Они касались проблемы строения и перспектив нефтегазоносности верхнепермских и триасовых отложений Прикаспийской впадины и Урало-Волжского междуречья.

Ценные литологические исследования ведутся в Казахском научно-исследовательском институте минерального сырья. Большой интерес представляют работы по литологии месторождений асбестов, проводимые группой ученых, возглавляемой кандидатом геолого-минералогических наук Н. Н. Ведерниковым, исследования литологии бокситов, осуществляемые кандидатом геолого-минералогических наук Л. И. Киселевым, изучение минералогии осадочных отложений — кандидатом геолого-минералогических наук О. Б. Бейсеевым. Кандидат геолого-минералогических наук Д. В. Пономарев проводит литолого-геохимические исследования древних кор выветривания Казахстана и генетически связанных с ними кобальт-никелевых месторождений.

Литологические исследования ведутся также в Казахском государственном университете им. С. М. Кирова. Сотрудники кафедры геологии университета В. А. Соколов и Н. М. Ивкин в течение ряда лет осуществляли изыскания природных комплексных полимикробудобрений.

Немалый вклад в изучение осадочных отложений внесли геологи-практики, работающие в системе Министерства геологии КазССР. Геологическими управлениями осадочные породы исследовались по общему плану геологоразведочных работ.

В Центрально-Казахстанском геологическом управлении проводились литологические исследования верхнепалеозойских отложений и кор выветривания Центрального Казахстана, а также изучение бокситовых толщ палеозоя Центрального Казахстана.

В Восточно-Казахстанском геологическом управлении исследовались петрографические особенности рудовмещающих отложений девона Лениногорского района.

В Северо-Казахстанском геологическом управлении осуществлялось исследование закономерностей распространения бокситов в западном борту Тургайского прогиба.

В Институте геологии и геофизики в г. Гурьеве литологические работы проводились по следующим темам: «Литологический состав пород, полученных при бурении скважин Устюрта и Мангышлака», «Изучение физико-литологической характеристики коллекторов продуктивных отложений Мангышлака и Устюрта», «Литология палеозойских пород сверхглубоких скважин», «Коллекторские свойства мезозойских отложений Актюбинского Приуралья», «Литология газоносного комплекса эоценовых отложений Северного и Северо-Восточного Устюрта», «Литология и коллекторские свойства нефтегазоносных горизонтов верхней перми и нижнего триаса восточной окраины Прикаспийской впадины» и другие.

Значительные работы проводились Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией. Изучалась проблема галогенных отложений, составлялись прогнозные карты важных видов химического сырья, а также исследовались проблемы бокситов, магнезиальных силикатных полезных ископаемых в мезозойских и кайнозойских отложениях и т. д.

Этим, по существу, исчерпывается перечень основных литологических работ, проведенных и проводимых в Казахстане по изучению осадочных толщ.

Научные и производственные геологические учреждения Казахстана во главе с Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР располагают кадрами и необходимым техническим оборудованием, чтобы обеспечить всестороннее литологическое исследование разнообразных, богатых различными полезными ископаемыми осадочных образований Казахстана. Однако надо признать, что уровень этой работы пока неудовлетворителен для решения больших задач, выдвинутых XXIV съездом КПСС.

В этой связи главнейшими задачами литологических исследований в Казахстане являются дальнейшее расширение их масштабов путем привлечения большого количества научных и производственных учреждений, углубление и развитие различных направлений современных методов литологического исследования, постановка крупных проблемных работ по литологии нефти, газа, угля, черных, цветных, редких, благородных металлов и россыпных месторождений.

Безусловно, всестороннее глубокое изучение осадочных пород в настоящее время немыслимо без применения современных технических средств. Поэтому очень важное значение имеют применение физических, физико-химических и математических методов исследования, внедрение фациального, формационного, терригенно-минералогического анализа, изучение тонкодисперсных минеральных образований в лабораториях, оснащенных современным оборудованием.

Необходимо отметить, что карбонатные породы литологами Казахстана почти не изучаются. Не исследуются также подземные воды в разрезах осадочных толщ, хотя ясно, что эти воды оказывают определенное влияние на состав аутигенных минералов и процессы их стадийного изменения.

Большой интерес представляет изучение литологии докембрия. Многие докембрийские породы Казахстана являются метаморфизованными осадочными образованиями. Литологическое исследование их дало бы возможность открыть многие нужные для народного хозяйства полезные ископаемые.

Особенно плохо изучаются геология и минералогия кор выветривания. Ряд обстоятельств помешал казахстанским литологам провести работы в этой области. Эта важная проблема литологии имеет решающее значение для понимания процессов осадочного породообразования.

Большой керновый материал, получаемый при бурении глубоких скважин, литологами почти не используется, хотя он необходим при региональных, фациально-литологических построениях и для составления палеогеографических карт.

Казахстан — богатейшая республика по запасам полезных ископаемых. Но они еще не раскрыты полностью. В девятой пятилетке в связи со все возрастающими потребностями производства литологам Казахстана предстоит осуществить ряд мер в области литологических исследований. В секторе литологии ИГН будут изучаться осадочные и вулканогенно-осадочные образования, орогенные платформенные и геосинклинальные этапы формирования Казахстана.

Дальнейшее развитие литологических исследований требует создания в секторе литологии двух новых лабораторий — фациального анализа и литологии осадочных рудоносных формаций.

Исследования, которые будут проведены по этим проблемам, явятся надежной основой для подкрепления теоретических положений генезиса многих месторождений, связанных с осадочными и вулканогенно-осадочными породами, и позволят научно направлять дальнейшие поисково-разведочные работы.

По сектору хемогенных фаций предстоит составить литолого-фациальные и палеогеографические карты фосфоритоносных отложений кембрийского, мелового и палеогенового периодов для выявления новых перспективных фосфоритоносных площадей.

Намечены работы по выяснению геологической природы и закономерностей развития внутренней тектоники соляных куполов Прикаспия с целью более эффективного направления геологопоисковых и разведочных работ на нефть, калийные соли и бор.

Предстоит изучение закономерностей распределения и условий формирования месторождений различных видов горнорудного и металлургического флюсового сырья в Казахстане.

В области литологии угленосных отложений необходимо выяснить условия формирования палеозойских угленосных формаций с

составлением корреляционных схем, фациальных и палеогеографических карт прогноза угленосности Семипалатинского Прииртышья, Южного и Юго-Восточного Алтая, включая Кендерлык и весь Призайсанский район.

Заслуживают первоочередного внимания комплексные исследования триасовых и юрских отложений в Семипалатинском Причингизье, в Аягузско-Алакольском районе и на востоке Илийской впадины.

Наряду с увеличением добычи нефти и газа намечается резко повысить добычу угля и довести ее в республике до 800 млн. т. Такой огромный (на 33% больше по сравнению с 1968 г.) рост производства угля требует резкого увеличения геологопоисковых и разведочных работ, что невозможно без соответствующего усиления литологических исследований в области угленосных отложений на всей территории Казахстана.

Важные задачи в новом пятилетии стоят и перед территориальными геологическими управлениями Министерства геологии Казахской ССР по подготовке сырьевых баз угля, агрономических руд, вспомогательного сырья для действующих предприятий черной металлургии.

Больше внимания следовало бы уделять геологоразведочным работам по фосфоритам, борным рудам, плавиковому шпату, самородной сере и др.

Геологоразведочные работы в Каратауском бассейне следует направить на поиски новых месторождений фосфатного сырья. Следовало бы разведать все месторождения до глубины 600—700 м. Желательно изучить как вспомогательное сырье кремнистые породы, подстилающие фосфориты, для производства элементарного фосфора. В Актюбинском фосфоритоносном районе в первую очередь нужно провести технологические испытания пригодности сырья для производства элементарного фосфора.

В настоящем пятилетии перед геологами республики ставятся серьезные задачи по разведке угля. В этой связи необходимо доразведать запасы и осуществить постановку поисковых работ на Экибастузском месторождении.

Следует и дальше расширять геологоразведочные работы в Тургае.

Необходимо продолжать разведочные и поисковые работы по вермикулиту в Кокчетавской и Актюбинской областях. Для бумажной и керамической промышленности требуется каолин первых сортов. Поэтому одной из главнейших задач геологоразведочных работ по каолинам на ближайшие годы является поиск месторождений типа Алексеевского в корях выветривания кислых изверженных пород лейкократового состава. Поисковые работы в первую очередь должны проводиться в окрестностях Алексеевского месторождения.

Многие из перечисленных задач уже включены в перспективные планы геологических организаций и научных учреждений Казахстана, составленные по Директивам XXIV съезда КПСС с учетом всех возможностей республики.

Задача геологов и литологов Казахстана состоит в том, чтобы качественно, на высоком научном уровне выполнять планы разведки полезных ископаемых, находить новые резервы промышленного сырья и поставлять их на службу народному хозяйству страны. Литологи Казахстана приложат все силы и знания для того, чтобы внести свой вклад в дальнейшее развитие отечественной литологической науки.

В данной статье лишь в общих чертах охарактеризовано современное состояние и перспективы развития литологической науки в республике, определены основные задачи в свете решений XXIV съезда КПСС и намечены пути дальнейшего усиления научно-исследовательских работ в республике в области литологии.

Несомненно, что мероприятия, принятые на II Республиканском литологическом совещании, послужат базой для дальнейшего улучшения работы Казахстанского отделения Комиссии по осадочным породам и усиления литологических исследований в республике.

ЛИТЕРАТУРА

Азербайев Н. А. Каолинит в цементе геосинклиналиных песчаников верхнего кембрия Атасу-Джамшинского водораздела. «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 5.

Азербайев Н. А. Изучение микроструктурных особенностей кремнистых пород ордовика Байконурского синклинория на электронном микроскопе. «Вестн. АН КазССР», 1969, № 6.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.

Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5.

Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского меднорудного района. В кн.: «Большой Джезказган». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.

Сатпаев К. И. Основные элементы геологии и металлогении Джезказган-Улугтауского района. В кн.: «Большой Джезказган». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Сатпаева Т. А., Сейфуллин С. Ш. и др. Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева — Джезказгану. В кн.: «Проблемы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минерально-сырьевой базы СССР. В кн.: «Состояние и задачи советской литологии», т. 1. М., «Наука», 1970.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

Табылдиев К. Т. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Каратау. В кн.: «Литологические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.

Тажibaева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Тажibaева П. Т. Основные задачи Казахстанского отделения Комиссии по осадочным породам и краткий обзор литологических работ, проводимых в Казахстане. В кн.: «Литологические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Наука», 1966.

Тажibaева П. Т. Литология нижнепермских отложений западной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.

Тажibaева П. Т., Азербайев Н. А. Перспективность обнаружения новакулитов. «Народное хозяйство Казахстана», 1969, № 6.

Тажibaева П. Т., Петровская Н. М. О некоторых особенностях механизма образования кумолинского родусит-асбеста. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5.

Тажibaева П. Т., Табылдиев К. Т., Рахметов Г. А., Урумбаев Б. У. Литологические исследования. В кн.: «Проблемы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Тажibaева П. Т. и др. Исследование глинистых минералов гидрохлоритовой стадии выветривания основных и ультраосновных пород Златогорского массива. В кн.: «Глины, их минералогия, свойства и практическое значение». М., 1970.

Урумбаев Б. У. К литологии верхнедевонской красноцветной толщи Джезказган-Улугтауского района. В кн.: «Литологические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.

Яблоков В. С. Развитие литологических исследований в СССР за 50 лет. В кн.: «Состояние и задачи советской литологии», т. 1. М., «Наука», 1970.

Tazhibayeva P. T., Urumbaev B. U. Paleozoic red beds in the Western part of Central Kazakhstan and mineral resources associated with them. Abstracts VIII International Sedimentological Congress. Xeidelberg, 1971.

Tazhibayeva P. T., Galiev M. S. Genetic features of South Kazakhstan bentonites. Abstracts 1972 International clay Conference. Madrid, 1972.

Н. А. АЗЕРБАЕВ

(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В последние два десятилетия при изучении осадочных пород наряду с исследованием минерального состава все большее значение приобретает их фациальный анализ, особенно выявление направленности фациальных изменений. В этих аспектах хорошо изучены осадочные образования платформ и краевых прогибов и остаются плохо исследованными отложения геосинклинальных областей прошлого. Нередко условия формирования даже таких широко распространенных образований, как, например, флиш и яшмы, разными исследователями трактуются диаметрально противоположно. Между тем детальный фациальный анализ отложений древних геосинклинальных областей имеет важное теоретическое значение и необходим для правильного понимания развития геосинклиналей. Он является одним из главных путей познания истории развития Земли и выявления направленности геологических процессов. В той же мере он нужен для составления палеогеографических карт и для прогноза древних геосинклиналей на осадочные полезные ископаемые.

СОВРЕМЕННОЕ ПОНИМАНИЕ ТЕРМИНА «ФАЦИЯ» И ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основная цель фациального анализа — выяснение обстановки седиментации или условий формирования осадков, из которых образовались осадочные породы. Оживленная дискуссия, разгоревшаяся на VIII Всесоюзном литологическом совещании вокруг формулировки и понимания термина «фация», свидетельствует о том, что среди советских исследователей нет единого мнения по этому вопросу. В свое время Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, В. С. Яблоковым и др. (1956, стр. 8) было предложено под фацией понимать «совокупность физико-географических условий образования осадков, выраженных в одном или нескольких генетических типах пород, тесно связанных между собой». Это определение было принято многими литологами и вошло в справочное руководство «Методы изучения осадочных пород» (1958). Из работ В. П. Марковского (1948) и др. отчетливо видно, что физико-географические условия образования осадков как основное в содержании термина «фация» в 50-х и начале 60-х годов одинаково понимались геологами, занимающимися фациальным анализом, и палеоэкологами.

Успехи в области минералогии осадочных пород за последние

годы, вскрывшие связь состава аутигенных минералов с определенными физико-географическими обстановками (Коссовская, 1962, 1968; Коссовская и др., 1964; Викулова, Звягин, 1965; Зхус, 1966; Тимофеев, Боголюбова, 1966; Милло, 1968), еще больше сблизили исследователей, занимающихся фациальным анализом и минералогией. Вместе с этим они показали необходимость отражения в термине «фация» взаимосвязи условий формирования и состава осадков или пород, образовавшихся из них. В учении о фациях создалась ситуация, когда с развитием науки возникла необходимость изменить содержание термина «фация». Поэтому предлагается следующая формулировка этого понятия: *фация — это физико-географические условия образования осадков и сами осадки, образовавшиеся в данной обстановке.*

Главным в понятии «фация», как это видно из данного определения, мы считаем физико-географические условия образования осадков, которые находят выражение в особенностях генетических типов пород. Физико-географические условия и климат порождают определенные динамические и физико-химические особенности среды и условия для существования организмов. Поэтому та или иная фация может характеризоваться определенной динамической и физико-химической обстановкой и сообществом организмов, существовавших в ней. Динамическая обстановка получает отражение в текстуре (более подробно об этом будет сказано ниже) и в некоторой мере — в структуре пород, физико-химические особенности — в наборе аутигенных минералов. Таким образом, породы (осадки) обладают определенными особенностями состава, текстур и структур, указывающими на условия их образования. Восстановленные по этим особенностям физико-географические условия формирования вместе с осадками или образовавшимися из них породами с присущими им генетическими особенностями составляют фацию. Следовательно, в понятие «фация» нами вкладывается и сущность явления, и форма его проявления. При таком понимании термина «фация» особенности состава пород (или осадков) рассматриваются в причинной связи с конкретной физико-географической обстановкой, в которой они образовались.

Наше определение фации не противоречит определению, данному Д. В. Наливкиным (1956), близко к пониманию ее Ю. А. Жемчужниковым (1948) и П. П. Тимофеевым (1969). Относительно того, следует ли включать породу с ее признаками в понятие «фация» или не следует, Ю. А. Жемчужников (1948) совершенно правильно подчеркивал, «что не нужно отрывать материал от его реконструкции».

Предлагаемая нами формулировка отражает те качественные изменения в учении о фациях, происшедшие за последние 10—15 лет, когда оно из учения о географических условиях образования осадков постепенно становится разделом литологической науки, изучающим причинную связь осадконакопления с определенными физико-географическими обстановками.

Из приведенного определения термина «фация» следует, что в одной фациальной обстановке может образоваться один тип или несколько типов пород. Этим диктуется необходимость выделения более мелкой генетической единицы, чем фация. В качестве такого подразделения удобно принимать генетический тип пород (или литогенетический тип). При полевом описании разрезов и камеральных исследованиях из всех признаков пород выделяются генетические, которые указывают на условия возникновения осадков. Пласт или несколько пластов, являющихся элементарными единицами раз-

реза с присущими им общими генетическими признаками, составляют литогенетический тип.

При детальном фациальном анализе геосинклинальных отложений литогенетические типы и фации нами выделялись и описывались по методике, разработанной на примере угленосных толщ Л. Н. Ботвинкиной и др. (1956). При выделении генетических типов пород важное значение имеют следующие генетические признаки: порода, ее структура и состав, текстура, включения и вторичные новообразования, фауна, мощность, положение в разрезе и на площади, характер контактов и переходов.

Для фациального анализа геосинклинальных отложений особо важное значение имеет текстура. В текстурном облике пород отражаются все этапы их формирования и преобразования. Первичная текстура возникает одновременно с образованием осадков в седиментогенезе и целиком определяется механизмом их образования. При дальнейших преобразованиях осадков в породы (а впоследствии и самих пород) в текстуре, хотя и отражаются диагенетические и катагенетические процессы, их первичная текстура сохраняется, а иногда подчеркивается на стадиях катагенеза, метагенеза и частично при метаморфизме. Таким образом, седиментационная текстура отражает прежде всего динамику среды, в которой происходило накопление осадка. Можно сказать, что в текстуре породы, как на фотографии с очень длительной экспозицией, фиксируются динамика седиментации, а также последующие диагенетические и катагенетические преобразования. Л. Н. Ботвинкиной (1962, 1965, 1970) текстурный анализ был выдвинут как самостоятельный метод исследования и обоснована важная роль этого метода для фациального анализа и палеогеографических реконструкций.

Особенно важное значение текстурные исследования могут иметь для фациального анализа мощных геосинклинальных толщ, в которых фаунистические остатки малочисленны и иногда бывают представлены только планктонными формами. Понятно, что применение биофациального метода к такого рода образованиям мало результативно.

Гранулометрический анализ плотных пород в шлифах, какими являются изученные песчаники, — процесс очень трудоемкий. Кроме того, глубокие постседиментационные преобразования на стадии начального метагенеза приводят к изменению объема одних зерен и к полному растворению других. Эти процессы освещены А. В. Копелиовичем (1965). Следовательно, первичный седиментационный гранулометрический спектр при катагенезе и метагенезе в значительной мере изменяется. Поэтому применение гранулометрического анализа в таких случаях нерационально и может привести к ошибочным выводам.

Все сказанное побудило нас выбрать текстурный анализ как основной и ведущий метод фациальных исследований. По аналогии с другими работами по фациальному анализу осадочных пород нами принята система буквенных и цифровых обозначений фаций и генетических типов пород. Первые две или три буквы означают обстановку, затем знаком тире отделяется вторая группа буквенных индексов, которая отражает состав осадков; цифры указывают на порядковый номер литогенетического типа в отложениях данной фации.

Используя указанные принципы, нами проведен детальный фациальный анализ геосинклинальных образований ордовика Байконурского синклинория, расположенного в Юго-Западном Улутау.

ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАСУИРСКОЙ И ДУЛЫГАЛИНСКОЙ СВИТ

Современная стратиграфия ордовикских отложений Байконурского синклиория разработана А. Л. Книппером и И. Ф. Никитиным (1962). Нижняя граница уточнена Г. Х. Ергалиевым.

Карасуирская свита в нижней части состоит из переслаивающихся пластов серых известняков и аргиллитов, выше сменяющихся темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, затем — темными кремнисто-глинистыми ритмами, по составу отвечающими глинистым яшмам, и собственно яшмами. Нижне-среднеордовикский возраст этой толщи (тремадокский, аренигский и лланвирнский ярусы) определяется по многочисленной фауне трилобитов и граптолитов. Мощность свиты — 300—330 м.

Дулыгалинская свита сложена зелеными и темно-серыми алевритистыми аргиллитами и алевролитами, которые вверх по разрезу сменяются темно-серыми граувакковыми песчаниками, алевролитами и тонким чередованием слоев алевролитов и песчаников. Мощность дулыгалинской свиты около 2960 м. Средне-верхнеордовикский возраст (лландейльский и карадокский ярусы) устанавливается по фауне граптолитов, трилобитов, брахиопод и цефалопод.

В отложениях карасуирской и дулыгалинской свит нами выделено 6 фаций, состоящих из 21 литогенетического типа. Перечень их приведен в таблице.

Фацция переходных известково-глинистых осадков относительно глубокого моря — МГ—ИГ

Эта фацция встречена только в разрезе по р. Северной. Ее отложения представляют собой постепенный переход от карбонатных к глинисто-кремнистым осадкам и состоят из пачки направленных переслаивания тонких пластов (слоев) серых пятнистых известняков и аргиллитов мощностью 0,25—0,6 м. Внизу преобладают известняки типа МГ—ИГ—1. Вверх по разрезу их количество постепенно уменьшается и увеличивается роль аргиллитов типа МГ—ИГ—2. Известняки обычно массивные, а аргиллиты имеют скрытую горизонтальную слоистость, обнаруживаемую по плитчатому расколу. Редкая фауна представлена трилобитами, найденными в известняках.

Эта фацция сформировалась, вероятно, в условиях спокойной обстановки относительно глубокого моря, куда не проникали волновые движения. Об этом свидетельствует скрытая горизонтальная слоистость, присущая аргиллитам. На фоне осадения карбонатных илов биогенного происхождения вначале происходила пульсационная подача тонковзвешенного глинистого материала, количество которого постепенно увеличивалось. Затем в результате его обильного поступления биогенное карбонатонакопление было полностью подавлено.

Фацция кремнисто-глинистых осадков относительно глубокого моря — МГ—КГ

Отложения этой фацции состоят из тонкозернистых пород — аргиллитов, кремнисто-глинистых ритмов, по составу отвечающих глинистым яшмам, темных, почти черных массивных и пятнистых, собственно яшм. Слоистость в аргиллитах скрытая горизонтальная и тонкая неотчетливая горизонтальная, в глинистых яшмах — равно-



**Фашии и генетические типы пород отложений Карасуирской и Дулыгалинской свит
Байконурского синклиория**

Индекс	Фашия	Индекс	Генетический тип пород
1	2	3	4
МГ-ИГ	Фашия переходных известково-глинистых осадков относительно глубокого моря	МГ-ИГ-1 МГ-ИГ-2	Темный плотный известняк Темно-серый плотный аргиллит со скрытой горизонтальной слоистостью
МГ-КГ	Фашия кремнисто-глинистых осадков относительно глубокого моря	МГ-КГ-1 МГ-КГ-2 МГ-КГ-3	Аргиллит плотный, с плохо выраженной горизонтальной слоистостью, с морской планктонной и тонкораквиной фауной Глинисто-кремнистый ритмит, плотный, с занозистым изломом, с морской планктонной и тонкораквиной фауной Черные яшмы, редко переходящие в глинистые неслоистые, горизонтально-слоистые и с нарушенной диагенезом слоистостью, с морской планктонной фауной
МГ-АП	Фашия алевритово-песчаных осадков относительно глубокого моря	МГ-АП-1 МГ-АП-2 МГ-АП-3	Алевриты и алевритистые аргиллиты, темно-серые и темно-зеленые, с участками вишнево-бурого цвета, массивные и скрытослоистые в верхней части, с мелкими слоями алевропесчаников и мелкозернистых песчаников, имеющих сортированное строение Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов Мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники, реже алевролиты массивные и горизонтально-слоистые, с редкими мало мощными косослоистыми сериями, имеющими прямые параллельные швы
МН-АП	Фашия алевритово-песчаных осадков относительно неглубокого моря (зона редких и слабых морских течений и волнений)	МН-АП-1 МН-АП-2	Мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники с пластами алевролитов и алевропесчаников, с преобладающей неслоистой и тонкой горизонтально-слоистой текстурами, с редкими интервалами мелкой асимметричной волнистой, косоволнистой и пологоволнистой слоистости Мелко-, средне-, реже крупнозернистые песчаники с редкими пластами алевролитов и алевропесчаников, с единичными слоями гравелитов, с преобладающей неслоистой и тонкой горизонтально-слоистой текстурами и подчиненными интервалами мелкой вол-

1	2	3	4
		<p>МН-АП-3</p> <p>МН-АП-4</p> <p>МН-АП-5</p>	<p>нистой и косоволнистой слоистости</p> <p>Мелко- и среднезернистые песчаники с пластами алевролитов и алевропесчаников с неслоистой, горизонтально-слоистой, волнистой, косоволнистой и косослоистой текстурами</p> <p>Алевролиты, реже алевропесчаники, часто кливажированные, иногда с редкими мелкими кальцитовыми конкрециями, с неслоистой и скрытослоистой текстурами, переходящими в горизонтально-слоистую, пологоволнистую и реже косоволнистую</p> <p>Почти равномерное чередование мелких и средних слоев алевролитов, алевропесчаников и песчаников (мощность слоев от 7—8 до 35 см)</p>
МН-ПА	Фация песчано-алевролитовых осадков относительно неглубокого моря (зона частых слабых морских течений и волнений)	<p>МН-ПА-1</p> <p>МН-ПА-2</p> <p>МН-ПА-3</p> <p>МН-ПА-4</p>	<p>Алевролиты и алевропесчаники с крупными кальцитовыми конкрециями, иногда слоевидными, с тонкой неотчетливой неправильной нарушенной слоистостью</p> <p>Мелкое, тонкое и очень тонкое чередование слоев песчаников и алевролитов, часто с кальцитовыми конкрециями, иногда слоевидными, с неправильной нарушенной, иногда неотчетливой горизонтальной, реже с неправильной линзовидно-волнистой и косоволнистой слоистостью</p> <p>Направленное чередование пластов алевролитов и песчаников</p> <p>Средне- и мелкозернистые песчаники с редкими пластами алевролитов, с неслоистой, неотчетливой горизонтально-слоистой и косослоистой текстурами</p>
ММ-ИПА	Фация известково-песчано-алевролитовых осадков мелкого моря	<p>ММ-ИПА-1</p> <p>ММ-ИПА-2</p> <p>ММ-ИПА-3</p>	<p>Темные кливажированные алевролиты с крупными кальцитовыми конкрециями, иногда слоевидной формы, с неотчетливой неправильной горизонтальной слоистостью</p> <p>Цефалоподовый органогенно-обломочный известняк</p> <p>Чередование мелких, тонких, реже очень тонких слоев (0,3—5 мм) песчаников и алевролитов с неравномерно распределенными кальцитовыми конкрециями, с неправильной нарушенной горизонтальной мелкой волнистой и косоволнистой слоистостью</p>

Окончание таблицы

1	2	3	4
		ММ-ИПА-4	Чередование крупных и средних пластов (слоев) мелкозернистых песчаников и алевролитов с неравномерно распределенными кальцитовыми конкрециями, с неправильной нарушенной горизонтальной слоистостью

мерная горизонтальная, ритмичная, в собственно яшмах — неслоистая и горизонтальная, нарушенная диагенезом. Фауна представлена обильными остатками планктонных организмов — радиолярий и граптолитов. Большинство из найденных радиолярий — *Porodiscus*, *Dorysphaera* и др. (определение Б. Б. Назарова) — сохранились до настоящего времени и обитают сейчас на глубинах 270—11 000 м. Показательными для выяснения условий осадкообразования являются остатки колпачковых гастропод и тонкостенных беззамковых брахиопод, которые, по мнению И. Ф. Никитина (1965), обитали в глубоких участках моря. Мощность отложений этой фации достигает 220 м.

Фация МГ—КГ — самая глубоководная среди осадков ордовика. Она представлена тремя литогенетическими типами. Эта фация сформировалась в условиях относительно глубокого моря, где постоянно существовала спокойная обстановка, куда не проникали волновые движения и течения, о чем свидетельствует горизонтальная слоистость. Это подтверждается также особенностями обнаруженной здесь фауны. Анализ всех литологических материалов, в том числе мощностей отложений вышележащих фаций, убеждает в том, что фация МГ—КГ формировалась на глубине нескольких сотен метров, вероятнее всего, на глубине порядка 400—700 м. Ритмы типа МГ—КГ—2 возникли в результате попеременного осаждения глинистого (терригенного) и кремнистого (биогенного) материала. Тип МГ—КГ—3 образовался в период наименьшего поступления глинистого ила, когда основную породообразующую роль стала играть биогенная садка кремнезема.

Об относительно глубоководном происхождении фации МГ—КГ свидетельствуют также небольшая мощность, составляющая для всего раннего ордовика 300—330 м, и исключительная выдержанность состава и мощности отложений, сохраняющаяся на огромном расстоянии от Ишимской луки на севере до Чаткало-Нарынской зоны в Тянь-Шане.

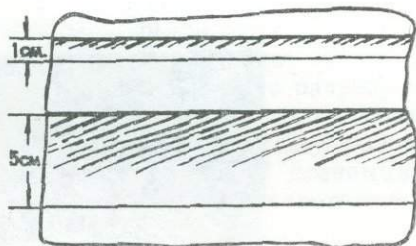
Фация алевроитово-песчаных осадков относительно глубокого моря — МГ—АП

Эта фация состоит из алевроитов, аргиллитов, алевролитов и гравакковых песчаников. От алевроитистых аргиллитов к алевролитам вверх по разрезу постепенно увеличивается доля терригенных компонентов и уменьшается количество цемента. В песчаниках сортированность обломков средняя и плохая, и они находятся в плотной упаковке.

Слоистость довольно однообразная. Интервалы массивной текстуры чередуются с тонкогоризонтально-слоистыми. Среди отмеченных типов слоистости встречаются маломощные (обычно 1—2 см, лишь в одном случае 10 см), косослоистые серии с прямыми парал-

лельными серийными швами (рис. 1). Большею частью слоистость обусловлена различием гранулометрического состава, и в некоторых случаях она заметно подчеркнута эпигенетическими процессами.

Рис. 1. Мелкие параллельные косослоистые серии среднезернистых песчаников среди массивных мелкозернистых песчаников и алевролитов. Фация алевролитово-песчаных осадков относительно глубокого моря — МГ-АП. Тип МГ-АП-3. Зарисовка полированной поверхности. Нижняя подсветка дулыга-линской свиты. Обнажение по р. Сюрелы.



Фауна редкая, исключительно планктонная, представлена граптолитами и радиоляриями.

Мощность отложений фации изменяется от 600 м (в центральной, наиболее прогнутой части Байконурского прогиба) до 166—175 м (в его восточной прибортовой части).

Тонкая горизонтальная слоистость является показателем спокойной обстановки осадкообразования, существовавшей на глубине, куда не проникали волновые движения. Эпизодически возникали слабые однонаправленные донные течения, о чем свидетельствуют обнаруженные в типе МГ-АП-3 редкие мелкие косослоистые серии с прямыми параллельными границами, косые слои в которых параллельны и одинаково направлены даже в разных сериях. Фация МГ-АП формировалась, вероятно, на континентальном склоне или внешней части шельфа на глубине первых сотен метров. Верхняя граница этой фации определяется глубиной 100—120 м. В настоящее время накопление аналогичных осадков происходит вдоль западного шельфа Атлантического океана и островов, например, Новой Земли. Исследованиями Скрипсовского океанографического института (США) в северной части Калифорнийского залива крупнозернистый песок обнаружен на глубине больше 400 м (Шепард, 1969). Признаки того, что эти пески отложены мутьевыми потоками, отсутствуют.

Фация состоит из трех литогенетических типов, последовательно сменяющих друг друга в разрезе.

Фация алевролитово-песчаных осадков относительно неглубокого моря (зона редких и слабых морских течений и волнений) — МН-АП

Эта фация состоит из темно-серых и темно-зеленовато-серых песчаников, алевропесчаников и алевролитов. Среди них редко встречаются слои гравелитов. Эти различия пород в чередовании разного масштаба слагают литогенетические типы.

В нижней части разреза отложений этой фации преобладают песчаники (типы МН-АП-1 и МН-АП-2). Количество алевролитов увеличивается кверху (тип МН-АП-3). Песчаники по составу отвечают литокластово-порфириновым кварцево-полевошпатовым грауваккам (Азербайев, 1971). Обломки в них плохой и средней сортированности и окатанности.

В фации МН-АП массивная неслоистая и горизонтально-слоистая текстуры чередуются с интервалами пологоволнистой, косо-волнистой и мелкой косою слоистости. Для этой фации характерны присутствие тонкой горизонтальной слоистости с сортированным стро-

ением слоев (сортированной или градационной слоистости; рис. 2) и морфология пологоволнистой слоистости. Последняя имеет относительно большую длину волны (до 30 см) при маленькой высоте (0,5—

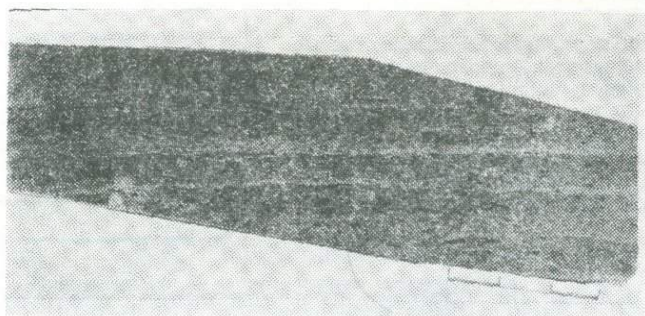


Рис. 2. Темно-серый среднезернистый песчаник с тонкой горизонтальной сортированной (градационной) слоистостью. Слои имеют слабовыраженное сортированное строение. Фация алевролитово-песчаных осадков относительно неглубокого моря (зона редких и слабых морских течений и волний) — МН-АП. Тип МН-АП-2. Фотография полированной поверхности. Нижняя подсвита дулыгалинской свиты. Разрез по широтному саю, впадающему в р. Сюрелы.

0,7 см). Довольно часта сильно асимметричная рябь течения. В нижней части (типы МН—АП—1 и МН—АП—2) преобладают неслоистая и горизонтально-слоистая текстуры. Постепенно вверх по разрезу текстуры, связанные с движением воды, встречаются все чаще, и в верхней части отложений этой фации (тип МН—АП—3) одинаково распространены неслоистая текстура, горизонтальная, пологоволнистая, волнистая и косоволнистая слоистость. Здесь постепенно появляются редкие (меньше одной штуки на 1 м² обнажения) мелкие (длиной до 8 см) кальцитовые конкреции эллипсоидальной формы (тип МН—АП—4).

Мощность отложений фации МН—АП в стратотипическом разрезе достигает 1230 м. Весьма характерна постепенность ее нижней и верхней границ. Фация МН—АП широко развита и встречается во всех разрезах дулыгалинской свиты. В разных частях Байконурского синклинария она залегает на различных литогенетических типах фации МГ—АП.

Формирование фации МН—АП происходило в спокойной обстановке относительно неглубокого моря, которая эпизодически нарушалась проникавшими на глубину слабыми неустойчивыми течениями и волнениями. По мере обмеления бассейна седиментации течения и волнения проникали на дно все чаще. Наиболее вероятно, что формирование фации МН—АП происходило на глубине от 100—120 до 40—50 м, т. е. в средней части шельфа. Образование сортированной слоистости связывается со взмучиванием осадков штормами. Это явление описано А. А. Аксеновым (1965) и Ф. Шепардом (1964). Морфологические особенности пологоволнистой слоистости, по-видимому, связаны с особенностями проникновения волн на глубину и с неравномерным затуханием их длины и высоты.

В фации МН—АП выделены четыре литогенетических типа. Их последовательная смена характеризует постепенное обмеление Байконурского геосинклинального прогиба.

Фация песчано-алевроитовых осадков относительно неглубокого моря (зона частых слабых морских течений и волнений) — МН — ПА

Эта фация состоит из чередующихся темно-зеленовато-серых и темно-серых мелко- и среднезернистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов. В нижней части отложений этой фации соотношение песчаников и алевролитов примерно равное. Вверх по разрезу количество алевролитов постепенно увеличивается и они начинают преобладать над песчаниками. Только в самой верхней части разреза снова появляются песчаники (типы МН—ПА—4, 5). В песчаниках часть обломков заметно окатана. Они имеют состав литокластово-порфиритовых и кварцево-полевошпатовых граувакк.

В этой фации встречаются горизонтальная, косоволнистая, пологоволнистая, мелкая косая, линзовидно-волнистая и линзовидно-полосчатая текстуры. С последними двумя часто ассоциирует неправильная нарушенная горизонтальная слоистость. Все типы слоистости обычно обусловлены изменением гранулометрического состава, иногда подчеркнуты чешуйками слюд.

Часто встречаются мелкие и крупные эллипсоидальные цепочковидно расположенные кальцитовые конкреции, в некоторых случаях по простиранию переходящие в слоевидные.

Фаунистические остатки редки. Нами найдены туловищные сегменты трилобитов *Remopleurides* sp. А. Л. Книппером и И. Ф. Никитиним собраны граптолиты и брахиоподы. В типах МН—ПА—2 и МН—ПА—3 отмечены многочисленные следы жизнедеятельности зарывающихся животных.

Мощность отложений фации МН—ПА достигает 1130 м.

Линзовидно-волнистая слоистость возникла при попеременном поступлении песчаного и алевроитового материала. Песчаный материал накапливался в условиях волновых движений. Затем песчаные валки облекались выпадавшим из взвеси глинисто-алевроитовым материалом. Причинами нарушения слоистости могли быть слабые волнения, неустойчивость динамики в условиях неглубокого моря, жизнедеятельность донных и илоядных организмов, уплотнение осадков, а вероятнее всего, суммарное воздействие указанных факторов. Формирование фации МН—ПА по сравнению с фацией МН—АП характеризуется большей динамической активностью и меньшими глубинами. Ее образование, по-видимому, происходило на глубине от 50—40 до 30—20 м. Как показывают современные океанологические исследования, в этот интервал глубин часто проникают волновые движения и течения. Описываемая фация частично соответствует осадкам прибойно-иловой зоны по В. И. Цопову и др. (1963).

Фация МН—ПА выявлена только в стратотипическом разрезе по р. Сюрелы. С подстилающими отложениями фации МН—АП она имеет постепенный переход, причем тип МН—АП встречается в верхней части фации МН—АП и в нижней части фации МН—ПА.

Фация МН—ПА от подстилающих отложений фации МН—АП отличается большим количеством алевролитов, присутствием нарушенной горизонтальной, линзовидно-волнистой и линзовидно-полосчатой слоистости, наличием ходов илоедов и зарывающихся животных, широким развитием диагенетических процессов, которое выражается в часто встречающихся карбонатных конкрециях.

Эта фация слагается чередующимися пятью литогенетическими типами.

Фация известково-песчано-алевроитовых осадков мелкого моря ММ—ИПА

Эта фация состоит из чередующихся мелкозернистых песчаников, алевролитов, которые местами переходят в глинистые алевролиты и алевролитистые аргиллиты, и маломощных пластов органично-обломочных известняков. Песчаники характеризуются плотной упаковкой обломков, граувакковым составом, хорошей сортированностью и окатанностью. В алевролитах соотношение алевроитовых обломков и тонкообломочной цементирующей массы непостоянно. Иногда в ней встречается неравномерно распределенный тонкозернистый кальцит.

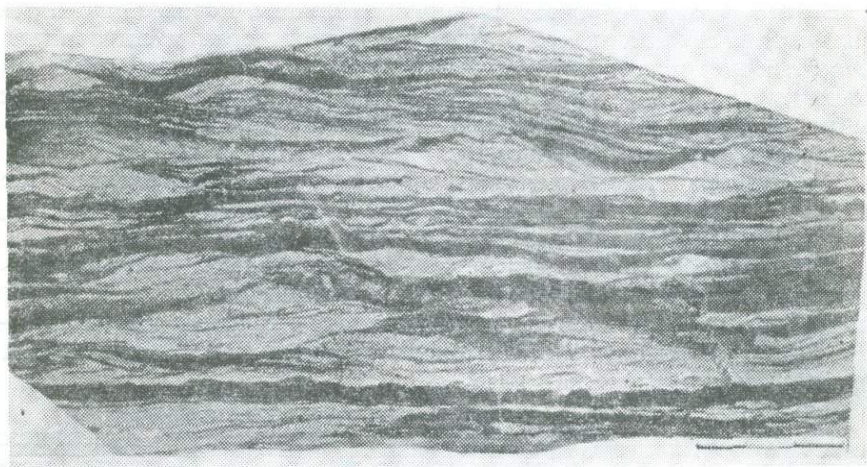


Рис. 3. Тонкое чередование слоев серых мелкозернистых песчаников и темных алевролитов с прерывистой мелкой сильно срезанной волнистой и косоволнистой слоистостью. Видны нарушения слоев ходами зарывающихся животных. Фация известково-песчано-алевроитовых осадков мелкого моря — ММ-ИПА. Тип ММ-ИПА-3. Фотография полированной поверхности. Верхняя подсветка дулыгалинской свиты. Разрез по р. Жусе.

Слоистость разнообразная: неправильная, сильно нарушенная, прерывистая, горизонтальная, мелкая волнистая и косоволнистая. Часто проявляется слоистость нескольких порядков: 1) неправильная горизонтальная, реже линзовидно-волнистая и линзовидно-полосчатая, обусловленная чередованием тонких, реже мелких и очень тонких слоев песчаника и алевролита; 2) слоистость внутри слоев — прерывистая, неправильная, нарушенная, горизонтальная, мелкая, сильно срезанная, симметричная, волнистая и косоволнистая. Нередко отмечаются «растрепанность» слоев и нарушения слоистости вкраплениями илоедов и зарывающихся животных (рис. 3). Образование косоволнистой слоистости связано с сильной срезанностью волнистых серий. Такие текстурные особенности указывают на формирование осадков в условиях неустойчивой динамики мелкого моря.

Неравномерно распределены средние и крупные кальцитовые конкреции эллипсоидальной, караваевидной и слоевидной формы.

Мощность осадков этой фации — 445 м.

В отложениях фации ММ—ИПА встречены остатки палеобиоценозов, состоящих из раковин прямых цефалопод, брахиопод с толстостенными раковинами и грубой скульптурой. Здесь же найдены остатки гастропод, обломки мшанок и кораллов.

Состав, характер чередования и текстурные особенности пород, а также фаунистические остатки и особенности их захоронения свидетельствуют о том, что формирование фации происходило в условиях мелкого теплого моря на глубине первых десятков метров и, вероятно, не превышавшей 15—20 м.

Фация ММ—ИПА состоит из четырех литогенетических типов. В разрезе по р. Сюрелы, расположенном в Сюресай-Байконурской синклинали, которая находится в центральной части Байконурского прогиба, описываемая фация синхронна с фацией МН—ПА. Фация ММ—ИПА отличается от упомянутой фации наличием органогенно-обломочных известняков (тип ММ—ИПА—2), большей мощностью пластов тонкого чередования слоев песчаников и алевролитов (тип ММ—ИПА—3), присутствием мелкой симметричной волнистой и коволнистой слоистости.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЦИЙ В РАЗРЕЗАХ НИЖНЕГО, СРЕДНЕГО И НИЖНЕЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА

Основание стратотипического разреза карасуирской свиты по р. Северной сложено чередованием литогенетических типов фации МГ—ИГ, а остальная часть — фацией МГ—КГ. Положение литогенетических типов и фаций во всех разрезах иллюстрируется на рисунке 4. В других разрезах карасуирская свита также состоит только из относительно глубоководных осадков.

Нижнюю часть стратотипического разреза дулыгалинской свиты по р. Сюресай составляет фация МГ—АП, среднюю — МН—АП, верхнюю — МН—ПА. В разрезе карасуирской и дулыгалинской свит по р. Сюресай снизу вверх последовательно сменяются фации МГ—КГ, МГ—АП, МН—АП и МН—ПА. Указанные фации в этом разрезе имеют наиболее полный набор литогенетических типов, причем только здесь встречена фация МН—ПА. Положение разреза по р. Сюресай в крыле Сюресай-Байконурской синклинали свидетельствует о том, что наиболее полно перечисленные литогенетические типы и фации представлены в синклинали структуре центральной, самой прогнутой части Байконурского синклинория.

Такая же последовательность фаций наблюдается в разрезах по рекам Байконур и Ашимир. Но здесь в дулыгалинской свите отложения фации МГ—АП имеют сокращенную мощность с выпадением из двух литогенетических типов. Разрез по р. Байконур также находится в Сюресай-Байконурской синклинали, но расположен в 30 км южнее Сюресайского, вблизи центриклинального замыкания структуры. В свите в направлении на восток и юго-восток мощность фации МГ—АП уменьшается с 600 м (по р. Сюресай) до 300 м (по р. Байконур) и до 166—175 м (по р. Ашимир).

Разрезы дулыгалинской свиты по рекам Жосе и Дулыгалы-Жиланчик представлены фацией ММ—ИПА. В них литогенетические типы чередуются без какой-либо направленности.

Таким образом, отложения карасуирской и дулыгалинской свит составляют мощную регрессивную серию осадков, в которой последовательно сменяются фации МГ—ИГ, МГ—КГ, МГ—АП, МН—АП, МН—ПА и ММ—ИПА. Появление более мелководных осадков на антиклинальных поднятиях, а также изменение мощности фаций в зависимости от их положения на структурах свидетельствуют о конседиментационном характере развития складчатости. Ранее эта точка зрения была высказана А. Л. Книппером (1963) на основе тектонического анализа.

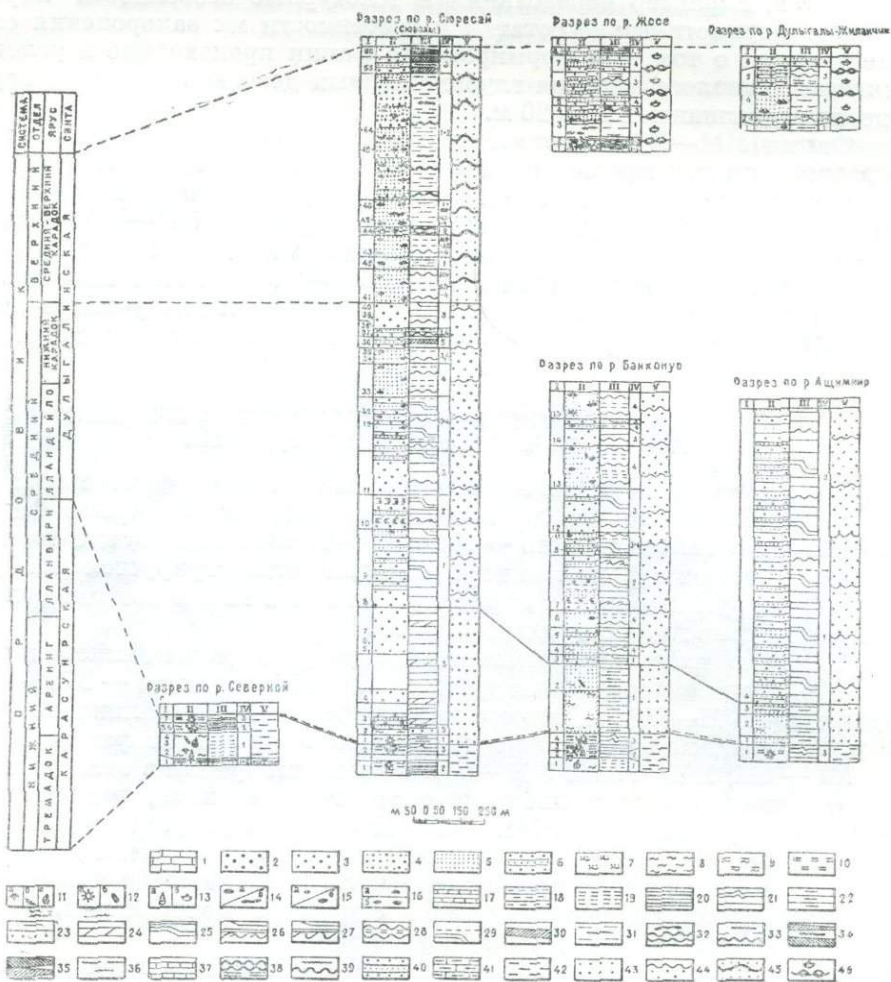


Рис. 4. Литологические, литогенетические и фациальные колонки отложений карасуйской и дульгалинской свит ордовика Байконурского синклинория. Столбики колонок: I — номер пласта; II — литологическая колонка; III — колонка литогенетических типов; IV — номер литогенетического типа; V — фациальная колонка. Породы: 1 — известняки; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевропесчаники; 5 — алевролиты; 6 — тонкое чередование слоев песчаников и алевролитов; 7 — алевролитистый аргиллит; 8 — аргиллит; 9 — глинистая яшма; 10 — яшма. Фауна: 11 — а) трилобиты, б) граптолиты, в) гастроподы; 12 — а) радиолярии, б) прямые головоногие; 13 — брахиоподы: а) беззамковые, б) замковые. Конкрекции: 14 — а) эллипсоидные, каравасвидные, б) слоевидные; 15 — а) мелкие, длиной до 5—8 см, б) крупные, более 10 см; 16 — а) единичные (до 1—1,5 шт. на 1 м²), б) редкие (2—3 шт. на 1 м²). Литогенетические типы: 17 — МГ-ИГ-1, 18 — МГ-ИГ-2, 19 — МГ-КГ-1, 20 — МГ-КГ-2, 21 — МГ-КГ-3, 22 — МГ-АП-1, 23 — МН-АП-2, 24 — МГ-АП-3, 25 — МН-АП-1, 26 — МН-АП-2, 27 — МН-АП-3, 28 — МН-АП-4, 29 — чередование типов МН-АП-3 и МН-АП-4, 30 — МН-АП-5, 31 — МН-ПА-1, 32 — МН-ПА-2, 33 — неравномерное чередование типов МН-ПА-1 и МН-ПА-2, 34 — МН-ПА-3, 35 — МН-ПА-4, 36 — ММ-ИПА-1, 37 — ММ-ИПА-2, 38 — ММ-ИПА-3, 39 — неравномерное чередование типов ММ-ИПА-1 и ММ-ИПА-3, 40 — ММ-ИПА-4. Фации: 41 — МГ-ИГ, 42 — МГ-КГ, 43 — МГ-АП, 44 — МН-АП, 45 — МН-ПА, 46 — ММ-ИПА.

В разрезе, находящемся в центральной части Байконурского прогиба, отложения фации МГ—ИГ составляют приблизительно 1%, МГ—КГ — 8%, МГ—АП — 16%, МН—АП — 33%, МН—ПА — 30%, ММ—ИПА — 12%. В изученных отложениях хорошо видно несоответствие времени существования фаций и мощности их осадков (рис. 5). При построении этой диаграммы продолжительность трама-



Рис. 5. Примерное соотношение продолжительности существования различных фаций и мощности их отложений в ордовикском периоде в Байконурском синклиории.

докского, аренигского, лландейльского и лланвирнского веков условно была принята одинаковой, а карадокского — в 2 раза больше, так как он подразделяется на две части: нижний и средний — верхний карадок, которым придается роль самостоятельных ярусов. Из приведенной диаграммы (рис. 5) видно, что отложения фации кремнисто-глинистых осадков глубокого моря МК—КГ составляют только 8% разреза, хотя эта фация охватывает около 42% времени. Существование обстановки глубокого моря составляет около 75% времени, а ее осадки составляют только 25% разреза. В отложениях неглубокого моря, наоборот, отложения фаций МН—АП, МН—ПА и ММ—ИПА занимают 75% разреза, хотя продолжительность их существования составляет только около 25% времени. Следовательно, даже при длительном существовании глубоководных фаций сформировавшиеся в них отложения могут составлять незначительную часть разреза. Таким образом, мощность фаций в разрезах не является критерием продолжительности их существования.

* * *

Проведенное фаціальное изучение ордовикских образований Байконурского прогиба позволило выявить некоторые фаціальные особенности геосинклинальных отложений. Наиболее важные из них — это присутствие только морских осадков и устойчивость фаций по латерали. Смена фаций происходит главным образом во времени. Это связано с постепенной компенсацией прогиба и является следствием направленного развития геосинклинали. Изученная крупная регрессивная серия характеризуется постепенностью границ фаций и генетических типов пород. Геосинклинальным отложениям присуща контрастность скоростей накопления, выражающаяся в малой скорости накопления глубоководных осадков в некомпенсированных прогибах и очень большой скорости — в период их компенсации.

ЛИТЕРАТУРА

Азербайев Н. А. Ассоциация граувакковых песчаников нижнего—верхнего ордовика Байконурского синклиория. В сб.: «Материалы Второй республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Казахской ССР». Усть-Каменогорск, 1970.

Аксенов А. А. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965.

Ботвинкина Л. Н. Тектурный анализ и его роль при литологических исследованиях. В сб.: «Состояние и задачи советской литологии», т. 1. М., «Наука», 1970.

Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П., Феофилова А. П., Яблоков В. С. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. «Советская геология», 1965, № 5.

Жемчужников Ю. А. Что такое фация. «Литологический сборник», 1. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.

Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклиория. Тр. ГИН АН СССР, вып. 90, 1963.

Книппер А. Л., Никитин И. Ф. Новые данные по стратиграфии ордовика Южного Улугтау (Центральный Казахстан). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1962, вып. 1(46).

Копелнович А. В. О количестве перемещающегося вещества при изменении размера зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, 1962.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий образования. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

Марковский Б. П. Тезисы доклада «Термин и понятие «фация»». «Литологический сборник», 1. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.

Милло Ж. Геология глин. Пер. с французского. М., «Недра», 1968.

Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М., «Наука», 1969.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 5.

Шепард Ф. Земля под морем. Пер. с английского. М., «Мир», 1964.

Шепард Ф. Геология моря. Пер. с английского. Л., «Недра», 1969.

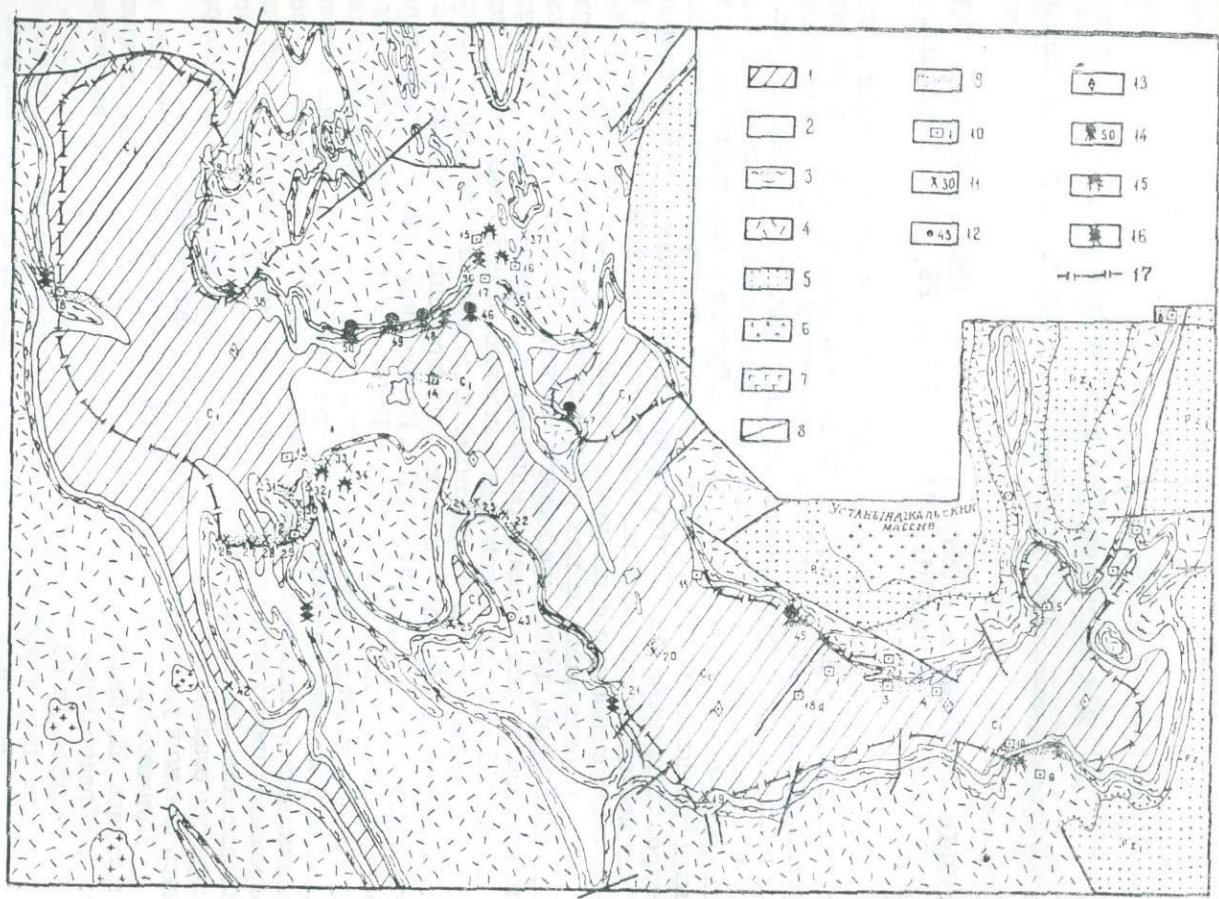
Е. И. БУЗМАКОВ, А. А. РОЖНОВ, В. Я. СЕРЕДА

(Жайремская геологоразведочная экспедиция ЦКГУ, Карагандинская область)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛИТОЛОГИИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АТАСУЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Стратиформные месторождения железных, марганцевых и свинцово-цинковых руд Атасуйского района размещаются в глинисто-кремнисто-карбонатных морских отложениях верхнефаменского подъяруса на строго определенных стратиграфических уровнях (рис. 1). За 40 лет разведки и изучения месторождений однозначно установлено, что часть руд (руды I этапа) синхронна с вмещающими осадочными толщами и накопилась в процессе седиментации и диагенеза. Вопрос об источниках рудного вещества в осадках является спорным. Одни исследователи считают, что рудное вещество поступало в бассейне седиментации с суши при размыве кор выветривания и избирательной мобилизации из них рудообразующих компонентов поверхностными водами, другие же видят источники рудного вещества в высочивавшихся на дно бассейна гидротермах, парагенетически связанных с подводной вулканической деятельностью. Для правильного решения этого спорного вопроса необходимы достоверные палеогеографические реконструкции. Для позднедевонского времени они предлагались неоднократно (Кассин, 1937, 1947; Колотухина, 1948; Александрова, Борсук, 1955; Мартынова, 1956; Быкова, 1960 и др.). При этом допускалось, что синклинальные структуры, в которых ныне сохранились морские верхнедевонские отложения (мульды, впадины, грабен-синклинали), являются фрагментами единого морского бассейна огромной протяженности, охватывавшего территорию большей части Казахстана. Считалось также, что основная масса верхнедевонских морских осадков в последующие эпохи была эродирована и сохранилась только в упомянутых тектонических депрессиях.

Континентальные аналоги фаменских отложений нигде не описывались. К областям фаменской суши относили только антиклинории, образованные нижнепалеозойскими толщами, где верхнедевонские отложения не устанавливаются. Кроме того, допускалось, что красноцветные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты), картируемые в крыльях практически всех синклинальных структур, образованных морскими отложениями фамена и более молодыми, являются базальной пачкой верхнедевонской трансгрессивной серии и датируются франом. Считалось, что они выстилают днища всех упомянутых синклиналей и повсеместно залегают под морскими фаменскими отложениями, знаменуя начало трансгрессии.



- | | | | | | |
|--|---|--|----|--|----|
| | 1 | | 9 | | 13 |
| | 2 | | 10 | | 14 |
| | 3 | | 11 | | 15 |
| | 4 | | 12 | | 16 |
| | 5 | | | | 17 |
| | 6 | | | | |
| | 7 | | | | |
| | 8 | | | | |

Эти допущения были приняты всеми казахстанскими геологами (включая авторов статьи) и положены в основу составляемых геологических карт и палеогеографических схем, в частности по Атасуйскому району. При этом красноцветной терригенной пачке отводилась роль стратиграфической единицы. Однако результаты детальных поисковых и разведочных работ, выполненных с применением глубокого бурения в Атасуйском районе в течение последних десяти лет, заставили усомниться в справедливости этих допущений.

Известное с 1939 г. марганцевое месторождение Клыч в отличие от остальных месторождений района помещается не в морских карбонатных отложениях, а в красноцветных песчаниках, идентичных «франским». Это послужило основанием для отнесения месторождения к джездинскому типу. Недавно марганцеворудные тела месторождения Клыч с помощью буровых скважин были прослежены по падению. В итоге установлено, что рудные пласты с погружением переходят из песчаниковых толщ в карбонатные, обычные для атасуйских месторождений (рис. 2), причем стратиграфическая последовательность карбонатных пачек и их литологические особенности до мельчайших подробностей повторяют разрез стратотипического для данного района месторождения Каражал. Очевидно, что в этом случае разведчики обнаружили стык разноглубинных фаций морских отложений, одновозрастность которых доказывается общими для обеих фаций пластами марганцевых руд.

В восточной части комплексного железо-марганцево-свинцового месторождения Ушкатын III давно отмечалось непосредственное соседство высоких горизонтов верхнефаменского подъяруса с красноцветными алевролитами и песчаниками, относимыми к франскому ярусу, с выпадением всего нижнефаменского подъяруса и нижней половины верхнего фамена. Сгущение сети скважин и увеличение их глубины,

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Атасуйского рудного района. 1 — нижний карбон: известняки, аргиллиты, песчаники; 2 — верхнефаменский подъярус: кремнисто-карбонатные породы с линзами железных, марганцевых и свинцово-цинковых руд; 3 — нижнефаменский подъярус: глинистые известняки; 4 — нижний, средний девон и франкий ярус верхнего девона: вулканогенная серия; 5 — метаморфизованные толщи нижнего палеозоя; 6 — граниты; 7 — габбро-диабазы, габбро-монзониты, диоритопорфиры; 8 — разрывные тектонические нарушения; 9 — полосы распространения руд; 10 — месторождения атасуйского типа; 11 — рудопоявления атасуйского типа; 12 — жильные рудопоявления атасуйского типа; 13 — магнитные аномалии предположительно рудной природы; 14 — центры проявления верхнефаменского подводного вулканизма; 15 — точки с трансгрессивным залеганием рудовмещающих верхнефаменских отложений на древних породах различного возраста; 16 — участки с фациальными переходами морских фаменских отложений в прибрежные и континентальные; 17 — границы перехода рифогенных фаций верхнефаменских отложений в фации иловых впадин. Месторождения и рудопоявления атасуйского типа. Месторождения: 1 — Западный Каражал; 2 — Северный Каражал; 3 — Восточный и Южный Каражал; 4 — Дальневосточный Каражал; 5 — Ктай; 6 — Бестобе; 7 — Кеитобе; 8 — Керегетас; 9 — Южный Клыч; 10 — Северный Клыч; 11 — Алтыношко; 12 — Жомарт; 13 — Тамара; 14 — Жайрем; 15 — Ушкатын I; 16 — Ушкатын II; 17 — Ушкатын III; 18 — Камыс; 18^а — Акшагат. Рудопоявления: 19 — Бестау; 20 — Таскудук; 21 — Карой; 22 — Рудоносное; 23 — Аккудук; 24 — Западный Аккудук; 25 — Юго-Западный Аккудук; 26 — Атайка; 27 — Промежуточное I; 28 — Промежуточное II; 29 — Западный Жомарт; 30 — Туебай; 31 — Возгиль; 32 — Баир Речной; 33 — Гора Жомарт; 34 — Тасжарган; 35 — Южно-Акбастауское; 36 — Южный Ушкатын; 37 — Ушкатын IV; 38 — Арап; 39 — Сюртысу; 40 — Восточное Сюртысу; 41 — Картобай; 42 — Кильджир. Жильные рудопоявления: 43 — Южный Аккудук; 44 — «Точка № 4». Центры проявления позднефаменского вулканизма: 45 — Дальнезападный Каражал; 46 — Карасай; 47 — Жингильдыколь; 48 — Северный Жайрем; 49 — Токабай; 50 — Маложайремский № 2.

проделанные за последние три года в ходе детальной разведки, внесли существенные коррективы в ранее имевшиеся представления. Выяснилось, что обычные для месторождений Атасуйского района кремнисто-карбонатные рудовмещающие породы на Ушкатыне III сменяются по восстанию белыми, серыми, розовыми и красными рифогенными известняками, чередующимися с пластами красноцветных алевролитов и песчаников, количество которых возрастает (рис. 3). Отдельные алевролитовые прослои, прослеживаемые далеко по падению, при углублении сменяют вишневою окраску на зеленую или темно-серую. Налицо такой же стык фаций, как и на месторождении Клыч.

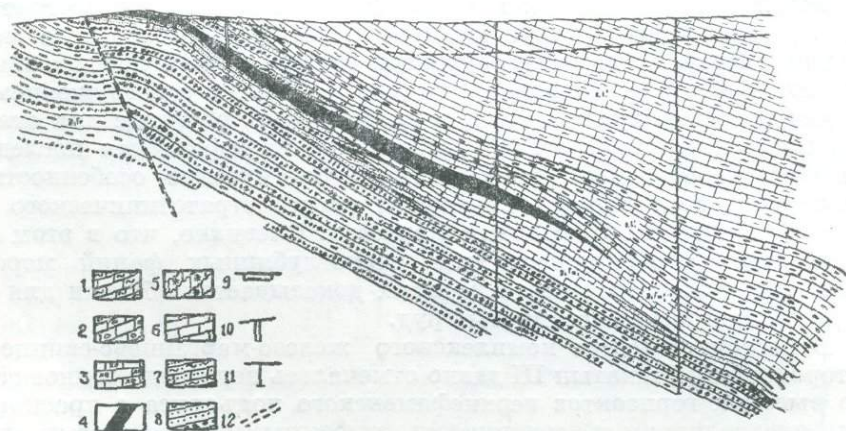


Рис. 2. Разрез месторождения Южный Клыч. 1 — углисто-карбонатно-глинистые ленточно-слоистые породы; 2 — пятнистые углисто-карбонатно-глинистые породы; 3 — пестроцветные и хлоритизированные кремнисто-карбонатные волнисто-слоистые породы; 4 — марганцевая руда; 5 — красноцветные железисто-марганцевистые кремнисто-карбонатные породы; 6 — пестроцветные кремнисто-карбонатные породы; 7 — песчаники с прослоями аргиллитов и линзами известняка; 8 — переслаивающиеся конгломераты, песчаники, алевролиты; 9 — каналы; 10 — шурфы; 11 — буровые скважины; 12 — разрывные нарушения.

Известняки или кремнисто-карбонатные породы чередуются с красноцветными песчаниками или алевролитами в разрезах ряда картировочных скважин на участках Шоптыколь, Жингильдыколь, Северный Камыс и др. Несомненно, что в этих пунктах фиксируются участки береговой линии фаменского морского бассейна со сменной типично морских карбонатных отложений прибрежно-пляжевыми или мелководными.

Красноцветные терригенные отложения, таким образом, выступают не в роли стратиграфической единицы (как считалось ранее), а в роли прибрежного или континентального фациального аналога фаменских морских отложений. Подтверждает это тот факт, что все глубокие разведочные скважины, пробуренные в Атасуйском районе с полным пересечением карбонатных отложений фаменского яруса, не вскрыли под ними вишневых терригенных отложений, а вошли либо в порфириты, либо в туфы, туффиты, туфогравелиты и другие вулканогенные породы, как правило, пестроокрашенные.

В относившихся ранее к франскому ярусу терригенных красноцветных отложениях обнаружены окаменелые остатки флоры — *Lerptophloeum rhombicum* D a w s. Эта же форма найдена и в карбонатных породах совместно с морской фауной фамена на месторождениях Каражал и Камыс.

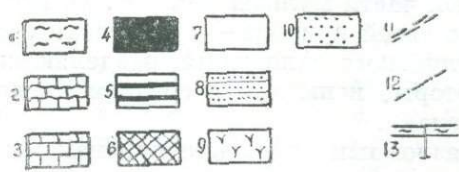
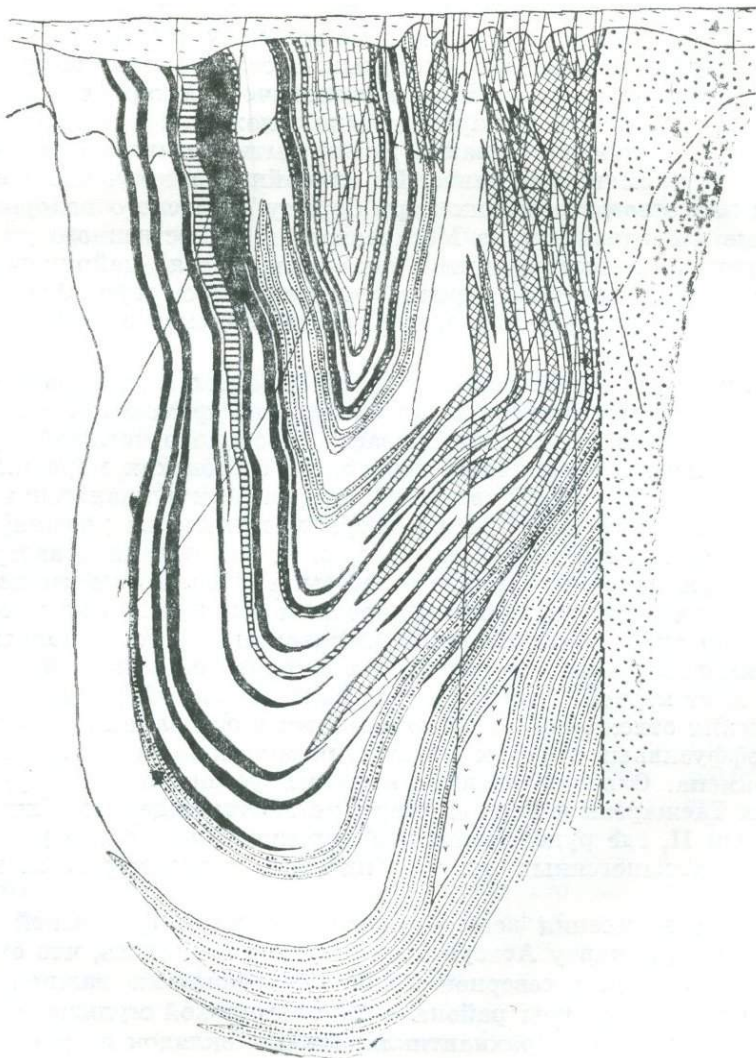


Рис. 3. Разрез месторождения Ушкаты III. 1 — кайнозойские глины, пески; 2 — серые кремнистые известняки с горизонтально-слоистой и волнисто-слоистой текстурой; 3 — серые и розово-серые рифогенные известняки; 4 — марганцевые руды; 5 — железные руды; 6 — барит-свинцовые руды; 7 — серые и темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы с неслоистой и горизонтально-слоистой текстурой; 8 — серо-зеленые и вишнево-серые алевролиты и песчаники; 9 — фельзит-порфиры; 10 — вишневые и сиреневые алевролиты и песчаники; 11 — разрывные нарушения; 12 — нижняя граница древней коры выветривания; 13 — буровые скважины.

Можно допустить, что прибрежные терригенные красноцветные фациальные аналоги могут быть не только у фаменских отложений, но и у турнейских, и более молодых. В связи с этим напрашивается вывод, что показанное на многих геологических картах «несогласное» залегание турнейских карбонатных отложений на красноцветных терригенных породах «франа» может быть обычным стыком фаций, подобным упомянутым ранее. Не случайно поэтому, что при составлении палеогеографических карт Сарысу-Тенизского водораздела некоторые исследователи из Московского государственного университета пришли к выводу, что так называемая дайринская свита (аналог красноцветного «франа» Атасуйского района) является не стратиграфической, а фациальной единицей, скользящей по возрасту от франа до турне.

Описанные стыки морских и прибрежных фаций фаменских отложений — не единственное доказательство фаменской суши в Атасуйском районе. В ряде точек зафиксировано отчетливое трансгрессивное залегание различных горизонтов фаменских морских отложений на размытой поверхности среднедевонских вулканогенных пород. Это свидетельствует о том, что море наступило на упомянутые площади только в кратковременный период максимума трансгрессии, а всю первую половину фамена здесь была суша. Такие взаимоотношения фамена с подстилающими породами обнаружены на месторождении Северный Клыч, где в одной из скважин пересечен полный разрез морских фаменских отложений, а в соседней скважине, находящейся в 400 м от первой, трансгрессивно залегает самый высокий горизонт фаменских отложений с конгломератами в основании на среднедевонских эффузивных породах с выпадением всех нижележащих горизонтов фамена. Сходные взаимоотношения установлены на рудопрооявлениях Тасжарган и Гора Жомарт, на месторождениях Ушкатын I и Ушкатын II, где рудовмещающие морские толщи трансгрессивно лежат на вулканогенных толщах иногда с конгломератами в основании.

После нанесения всех точек с признаками фаменской суши на геологическую карту Атасуйского района выяснилось, что они располагаются в южном, северном и западном крыльях важнейшей синклинальной структуры района — Жаильминской мульды, а также в крыльях некоторых брахиантиклинальных складок второго порядка, осложняющих строение внутренней части мульды (см. рис. 1). Известно, что Жаильминская мульда по своей природе — грабеновая структура, ограниченная разломами глубокого заложения, разделяющими глыбы жесткого фундамента, которые испытали в среднем палеозое вертикальные движения разного знака.

Обнаруженные над этими разломами участки с признаками береговой линии фаменского моря свидетельствуют о том, что на воздымавшихся глыбах фундамента, обрамлявших мульду, в фаменском веке была суша, а морской режим существовал только на погружавшихся глыбах, т. е. в современных контурах Жаильминской мульды. Этот вывод в корне меняет представление о палеогеографии Атасуйского района в верхнедевонской эпохе. Вместо сплошного моря следует изображать сильно расчлененный изолированный бассейн, соединявшийся с подобными соседними бассейнами мелководными проливами. В бассейне допускается наличие островов, отвечающих современному брахиантиклиналям. Таким образом, вместо морской открытой обстановки здесь реконструируется типичный архипелаго-

вый ландшафт с множеством островов, проливов и относительно углубленных межостровных участков.

Морской разрез фаменского яруса в Жайльминской мульде, в свою очередь, является полифациальным. Различаются рифогенные фации (светлоокрашенные органогенные и строматолитовые известняки), фации отстойно-иловых впадин (черные и темно-серые, пигментированные углистым веществом глинисто-кремнисто-карбонатные породы) и фации подводных вулканических извержений (упомянутые выше породы, чередующиеся с лавами и туфами диабазо-спилитового ряда). В процессе детальной разведки месторождений установлено, что складчатость мелких порядков конседиментационная, в частности, синклинали были компенсированными прогибами.

Из материалов детальной разведки Жайремского месторождения видно, что в иловых впадинах механизмом, компенсировавшим прогибы, являются мутьевые потоки, периодически сносившие во впадины органический детрит с околоприбрежных рифов. В разрезах впадин создавалась флишоидная ритмичность. В основаниях ритмов накапливались детритовые отложения мутьевых потоков с градационной сортировкой материала по крупности, в кровле ритмов — пелитовые илы. Чем интенсивнее шло прогибание, тем больше поступало во впадину детритового материала и тем полнее и мощнее были ритмы. Отмечено, что месторождения локализуются чаще всего на стыке разноглубинных фаций либо в разрезах иловых впадин с максимальным развитием флишоидной ритмичности. Стыки разноглубинных фаций отвечали уступам морского дна, природа которых была тектонической. Флишоидная ритмичность также отражала повышенную сейсмическую активность, сопровождавшую прогибание участков морского дна. Таким образом, фациальный анализ свидетельствует о связи рудогенеза с тектоническими процессами.

Важной особенностью конгломератов, входящих в комплекс красноцветных терригенных отложений верхнего девона, является литологическая однородность гальки, представленной исключительно игнимбритами, флюидальными лавами и кристаллокластическими туфами липаритовых порфиров. Сами игнимбриты и липаритовые порфиры в ряде мест залегают непосредственно под известняками фамена и, по данным геологических съемок масштаба 1:50 000, проведенных в последние годы, имеют также позднедевонский возраст.

Ранее считалось, что конгломераты перекрывают толщу кислых вулканитов, а там, где на вулканитах лежат фаменские известняки, наблюдается перерыв с выпадением из разреза терригенной толщи. В 1971 г. на южных склонах Сарысу-Тенизского водораздела, прилегающих к Атасуйскому району (в верховьях рек Сарыузен и Бырайрык), удалось проследить переход конгломератов по восстанию в туфоконгломераты, в которых и галька, и цемент представлены одинаковыми игнимбритами. В них отсутствуют следы сортировки галечного материала и в непосредственном соседстве располагаются крупные валуны и материал гравийной размерности, «вваренный» в игнимбриты. Возникновение подобных туфоконгломератов возможно при прохождении раскаленного пеплового облака по тальвегу горного потока, стекавшего со склонов вулканической горы в период между извержениями. При этом аллювий потока был вовлечен в движение облака и захоронен в нем.

Таким образом, переход туфоконгломератов в обычные конгломераты по падению свидетельствует о том, что обычные конгломераты являются отложениями горных потоков, стекавших во все стороны с вулканического конуса в период его жизни и формирования и образовавших у его подножия обширный аллювиальный шлейф. Естественно, что в состав обломочного материала в этих условиях попали только слагающие конус продукты вулканизма. Все это свидетельствует о частичной одновозрастности верхнедевонских кислых вулканических пород и красноцветных терригенных образований. Поскольку часть последних имеет фаменский возраст и является береговой фацией фаменского архипелагового морского бассейна, можно допустить, что и часть кислых вулканических пород появилась в фамене. Если принять это допущение, то пробел в наших знаниях о континентальных аналогах отложений фамена до некоторой степени будет заполнен.

Изложенные представления о палеогеографии фаменского века открывают широкие перспективы для поисков бокситов геосинклинального типа в Атасуйском районе и в прилегающих частях Сарысу-Тенизского водораздела. В бортах многих мульд и грабен-синклиналей, образованных фамено-турнейскими морскими отложениями, может быть прослежен полный фациальный профиль с переходами морских отложений в континентальные, благоприятными для формирования геосинклинальных бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Далы. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 7, 1955.

Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Кассин Н. Г. Палеогеография и фации карбона Казахстана. «Народное хозяйство Казахстана», 1937, № 7—8.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.

Колотухина С. Е. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сарысу-Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан). Тр. ИГН АН СССР, вып. 101, 1948.

Мартынова М. В. Фаменский ярус верхнего девона западной части Центрального Казахстана. «Советская геология», 1956, сб. 51.

В. М. БЕКМАН, Н. Л. ГАБАЙ, Л. Ф. ДУМЛЕР, И. В. ОРЛОВ

(Центрально-Казахстанское геологическое управление, Караганда)

О ВРЕМЕНИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ И МЕДЕНАКОПЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Верхнепалеозойские красноцветные и угленосные отложения Центрального Казахстана распространены в некогда единой области герцинских прогибов и впадин, расположенных между герцинскими и каледонскими сооружениями Казахской складчатой страны. Возникла эта область в визейское время и развивалась в течение всего позднего палеозоя на фоне общего поднятия территории, регрессии в западном направлении каменноугольного моря и периодически прогрессирующей аридизации климата.

Красноцветные образования распространены преимущественно на западе, в Джезказганской и Тенизской впадинах, а угленосные серии — в основном на востоке, в Карагандинском синклинории, Экибастузе, Тениз-Коржункуле и других районах.

В результате комплексных стратиграфо-палеонтологических исследований, проведенных в последние годы, получены данные о возрасте этих отложений, а также установлен ряд маркирующих горизонтов, позволяющих провести корреляцию угленосных толщ с красноцветными образованиями и тем самым выявить некоторые закономерности процессов углеобразования и меденакопления в Центральном Казахстане.

Визе-намюрские отложения, подстилающие верхнепалеозойские, в Джезказганской впадине представлены карбонатно-терригенными морскими осадками, в низах — иногда лагунными соленосными, вверху разреза — прибрежно-морскими, частично красноцветными, а на северо-востоке — слабоугленосными.

Эти отложения коррелируются с карбонатно-терригенным, местами красноцветным комплексом осадков Тенизской впадины, в восточной части которой наблюдается слабая угленосность. К востоку, в Карагандинском синклинории, степень угленасыщенности визе-намюрского разреза закономерно увеличивается. Возраст пород устанавливается на основании многочисленных находок разнообразной по видовому составу фауны брахиопод, пелеципод, остракод, а также по спорово-пыльцевым данным.

К среднему карбону в Джезказганской впадине отнесена таскудукская свита, представленная сероцветными и красноцветными песчаниками и алевролитами, включающими выдержанный горизонт кремней, а в самых верхах разреза — пласты пелловых туфов кислого состава. Серые песчаники иногда меденосны. Среднекаменноугольный возраст свиты определяется по находкам фораминифер из горизонта кремней, среди которых, по мнению М. В. Вдовенко, присутст-

вуют виды, характерные для башкирского яруса среднего карбона. Кроме того, свита залегает на палинологически охарактеризованных, переходных от нижнего к среднему карбону отложениях, что также подтверждает среднекаменноугольный возраст свиты.

В Тенизской впадине среднекаменноугольные отложения, выделяемые в кирейскую свиту, представлены также сероцветными и красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых встречены прослой туффитов и пепловых туфов, горизонты кремней и окремненных известняков и, помимо этого, рудопроявления меди, приуроченные к известнякам и песчаникам, обогащенным растительными остатками. Возраст свиты установлен на основании определений остатков фауны и флоры, а также по спорово-пыльцевым комплексам, характерным, по мнению Н. И. Стукаловой, для долинской свиты Караганды. В. С. Заспелова считает, что филлоподы, найденные в верхней половине кирейской свиты, характерны для нижней части долинской свиты Карагандинского бассейна.

К среднему карбону в Карагандинском бассейне относятся безугольная, местами пестроцветная надкарагандинская свита и продуктивная, содержащая рабочие угольные пласты долинская свита. В верхней части надкарагандинской свиты имеются два устойчивых прослоя темно-серых известняков, которые можно сопоставить с горизонтами кремней кирейской и таскудукской свит. В верхах разреза долинской свиты залегает маркирующий горизонт пепловых туфов кислого состава, который хорошо коррелируется с аналогичными горизонтами, установленными в кирейской и таскудукской свитах. Отложения надкарагандинской и долинской свит уверенно датируются как среднекаменноугольные на основании определений филлопод, остракод и по спорово-пыльцевым комплексам.

В Джекказганской впадине к верхнему карбону относятся породы меденосной джекказганской свиты, представленные красноцветными и сероцветными песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Принимая во внимание наличие перерыва между отложениями таскудукской и джекказганской свит и учитывая, что последние согласно перекрываются палеонтологически охарактеризованными нижнепермскими отложениями, возраст джекказганской свиты нами принят как верхнекаменноугольный.

В Тенизской впадине образования верхнего карбона, выделяемые во владимировскую свиту, по литофациальному составу аналогичны осадкам джекказганской свиты. Возраст их устанавливается по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными отложениями кирейской свиты и палинологически изученными нижнепермскими толщами арчалинской свиты.

Верхнекаменноугольные отложения в Карагандинском бассейне разделяются на две свиты: угленосную тентекскую и в той или иной степени красноцветную шаханскую. Возраст их определяется на основании изучения филлопод, остракод и по спорово-пыльцевым комплексам. Таким образом, меденосные красноцветные и сероцветные образования джекказганской и владимировской свиты сопоставляются с угленосными осадками тентекской и красноцветными породами шаханской свиты.

Нижняя пермь в Джекказганской впадине начинается красноцветными и сероцветными терригенными отложениями жиделискайской свиты, возраст которой устанавливается по флоре и по данным спорово-пыльцевого анализа. В Тенизской впадине ей соответствует арчалинская свита, представленная также сероцветными и красноцвет-

ными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Нижнепермский возраст свиты определяется по спорово-пыльцевым комплексам.

Карбонатно-терригенные сероцветные ниже-верхнепермские отложения кенгирской свиты Джекказганской впадины сопоставляются с сероцветными терригенными осадками кайрактинской свиты и пестроцветными терригенными образованиями кийминской свиты Тенизской впадины.

На основании уточнения возраста верхнепалеозойских толщ Центрального Казахстана и сопоставления их разрезов для указанного времени рассматриваемой территории могут быть выполнены палеогеографические реконструкции.

Установлено, что в начале визейского века в истории геологического развития региона начались существенные изменения: на фоне постепенного общего поднятия территории непрерывно погружались наиболее подвижные районы. В целом для визейского века характерны сокращение морского бассейна и смена морских условий прибрежно-морскими и лагунными, происходящая последовательно с востока на запад. В итоге на востоке района бассейн был расчленен на ряд лагун и заливов, где накапливались отложения аккудукской и ашлярикской свит. В этот период формирования осадков последней широкие площадные, но периодические и кратковременные распространение получили торфяные болота, в которых в условиях теплого и влажного климата образовались угольные пласты сложного строения. Обломочный материал в это время поступал с юга из района Тектурмаса, а также с поднятых участков, расположенных к северу и востоку от Карагандинского бассейна. На западе Центрального Казахстана сохранялся морской бассейн и лишь на крайнем востоке этой территории в заливах и лагунах отмечалась паралическая угленосная моласса. Основными источниками сноса здесь были Улутауское и Кокчетавское поднятия.

В конце визейского века море навсегда покинуло восточную часть рассматриваемой территории, и в дальнейшем осадки накапливались главным образом в условиях озерно-аллювиальных равнин. В Карагандинском бассейне в поздневизейское — намюрское время морские лагуны сменились реликтивными озерами, однако в юго-западной части в самом начале этого времени море периодически заходило в его пределы. Западнее, на Самарском и Завьяловском месторождениях, континентальная обстановка наступила несколько позже. В восточной части территории по-прежнему широко распространялись торфяные болота с лимническим углеобразованием, характерным для средней и верхней частей карагандинской свиты. На западе Центрального Казахстана морской бассейн, значительно обмелевший и сократившийся, сохранился на большей части Тенизской и Джекказганской впадин и на западе Сарысу-Тенизского поднятия. В этот же период увеличилась площадь Кокчетавского поднятия, к югу от которого существовала переходная зона, а на востоке и юго-востоке Тенизской впадины — лагунные условия осадконакопления, сменившиеся обстановкой торфяных болот паралического типа. Переходная обстановка была на восточном крыле Джекказганской впадины, а в горах Арганаты и Улутау увеличилась площадь суши. Основными источниками сноса обломочного материала в это время были Тектурмас, Кокчетавский и Улутауский массивы и восточная часть Сарысу-Тенизского поднятия. Торфонакопление в этот период в отличие от ашлярикского времени не распространялось на Северный Казахстан. Климат в целом оставался теплым и влажным и лишь в конце рас-

смаатриваемого периода увеличилась его сухость, что сказалось на характере торфонакопления.

В начале среднекаменноугольной эпохи продолжался подъем горной страны, приведший к дальнейшему отступлению моря. В Карагандинском бассейне в это время прекратилось торфонакопление и начали распространяться фации сухих равнин, и лишь на отдельных участках оставались небольшие озера, временами зараставшие. В Тенизской впадине эти движения обусловили перерыв в основании кирейской свиты, фиксируемый на отдельных участках, а также сокращение и обмеление бассейна. В Джекказганской впадине продолжалось непрерывное осадконакопление в условиях регрессирующего морского бассейна и, так же как в Тенизской впадине и на Сарысу-Тенизском поднятии, смена морских условий седиментации континентальными. Во второй половине среднекаменноугольной эпохи в Карагандинском бассейне климат значительно увлажнился и продолжалось устойчивое погружение, сопровождавшееся ритмичным осадконакоплением. Среди осадков преобладали озерные, речные, дельтовые. В обширных болотах с интенсивным торфонакоплением образовались высококачественные угольные пласты долинской свиты. В Тенизской и Джекказганской впадинах в это время установился континентальный режим с периодическим существованием огромных озер, а возможно, и единого бассейна. Климат здесь был аридным, благоприятным для образования медистых песчаников. Основные источники сноса обломочного материала в это время располагались на севере, востоке и западе Центрального Казахстана. Активизация вулканической деятельности в Джунгаро-Балхашской геосинклинали обусловила наличие горизонта пепловых туфов в разрезах Карагандинского бассейна, Тенизской и Джекказганской впадин.

На рубеже средне- и позднекаменноугольной эпох в Центральном Казахстане произошли крупные орогенические поднятия, фиксируемые горизонтом конгломератов, которые накапливались в конусах выноса у подножий поднимавшихся возвышенностей. Для Джекказганской и северной части Тенизской впадин наиболее характерными были аллювиальные равнины. Сокращались площади устойчивого прогибания и окончательно разделились указанные впадины. Заложились основные современные структурные элементы в Карагандинском синклинии. Карагандинский бассейн представлял собой в это время межгорную впадину с проточными озерами, периодически заболачивавшимися. В торфяных болотах происходило углеобразование, интенсивность которого в западном направлении резко снижалась. В Тенизской и Джекказганской впадинах основной фон разреза составляли красноцветные меденосные осадки. Указанные фациальные отличия определялись различными климатическими условиями, обязанными горным сооружениям, отделившим район Большой Караганды от западной части Центрального Казахстана. В данный период увеличилась континентальность климата. Аридизация нарастала в западном направлении, причем к концу позднекаменноугольной эпохи она охватила и Карагандинский бассейн. К югу от Карагандинского бассейна в области Джунгаро-Балхашской геосинклинали в это время проявилась интенсивная вулканическая деятельность, фиксируемая в разрезах рассматриваемых впадин выдержанными горизонтами пепловых туфов.

В артинский век возвышенности, окружавшие Тенизскую впадину, были значительно сивелированы, хотя Джекказганская и Тенизская впадины продолжали развиваться самостоятельно. Так, в

Джезказганской впадине в первой половине этого века существовали озерно-аллювиальные равнины, в позднеартинское время, вероятно, с юга сюда надвинулась озерно-морская трансгрессия. В результате здесь возникли приморские озера, лагуны и морские заливы, местами дельты и речные долины, способствовавшие вместе с все возрастающей аридизацией климата накоплению мощных соленосных толщ. Области сноса обломочного материала во впадину были районы Улугау, Сарысу-Тенизского поднятия и Чу-Илийских гор. В Тенизской впадине для артинского века характерны условия озерно-аллювиальной равнины, реже предгорной равнины. Так же как и в позднем карбоне, здесь была распространена меденосная формация. Снос материала во впадину осуществлялся с востока, севера и юга.

В начале кунгурского века в Джезказганской впадине обстановка напоминала таковую в артинское время. Во внутренней части впадины продолжалось накопление каменной соли, на прилегающей суше шла дальнейшая планация рельефа. Примерно на рубеже ранней и поздней перми водоем опреснился, соленакопление прекратилось и в позднепермское время здесь во внутриконтинентальном озерном бассейне отлагались существенно мергельные осадки. Лишь на крыльях впадины в это время оставались аллювиальные равнины. Бассейн был мелководным — периодически осушался. Кислородный обмен и солевой режим в нем неоднократно сменялись. Области сноса материала во впадину были теми же, что и в артинский век. В Тенизской впадине в кунгурское и позднепермское время, как и в артинском веке, в условиях озерно-аллювиальной равнины продолжалось накопление континентальных осадков и, так же как в Джезказганской впадине, сокращалась площадь седиментации, что сопровождалось нивелировкой рельефа прилегающей суши. В начале рассматриваемого периода во впадине были условия, благоприятные для меденакопления, проходившего здесь дольше, чем в Джезказганской впадине.

Исходя из общности геологического развития Карагандинского бассейна, Тенизской и Джезказганской впадин, можно предположить, что в Карагандинском бассейне в пермское время отлагались континентальные осадки. Принимая во внимание уменьшение величины обломочных частиц в Тенизской и Джезказганской впадинах вверх по разрезу верхнего карбона — перми, наличие в низах пермских отложений этих впадин меденосных фаций и учитывая развитие угленосной серии нижнепермского возраста в Прииртышье, можно допустить, что угленакопление в Карагандинском бассейне происходило в раннепермское время.

Таким образом, из анализа результатов стратиграфических исследований и закономерностей истории развития межгорных впадин Центрального Казахстана в позднем палеозое устанавливается синхронность углеобразования и меденакопления. Первое проявление промышленной угленосности в Центральном Казахстане, фиксируемое в нижнем карбоне на обширной площади от Прииртышья на востоке до Завьяловского месторождения на западе, не сопровождалось промышленным меденакоплением. В среднем и позднем карбоне промышленное угленакопление сместилось в сторону крупных впадин, обрамляющих палеозойское горное сооружение Центрального Казахстана. К этому же времени относится промышленная меденосность Джезказганской и, возможно, Тенизской впадин. Смещение угленосности и меденосности в сторону обрамляющих впадин продолжалось и в раннепермское время (Таскуринское месторождение меди в Джезказганской впадине, угольные — в Прииртышье и др.).

Т. А. ОШАКПАЕВ

(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата)

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННОГО КУНГУРА ЧЕЛКАРСКОГО СОЛЯНОГО КУПОЛА-ГИГАНТА В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Карбонатно-глинистые отложения терригенного кунгура являются самым нижним подразделом комплекса надсолевых терригенных пород Прикаспийской впадины. Седиментация их происходила непосредственно на поверхность сульфатной толщи, завершавшей разрез хомогенного осадконакопления кунгурского солеродного бассейна (Ошакпаев, 1972). В этой связи детальный анализ условий образования, литологического состава, мощностей и характера распространения терригенного кунгура имеет важное значение для восстановления палеогеографии, причин и времени зарождения соляной тектоники региона.

Неповсеместное (локально-спорадическое) распространение и различная мощность терригенного кунгура указывают на то, что еще в пермское время эти отложения подвергались денудации. Остаточные мощности варьируют от долей до 70 м.

Породы терригенного кунгура характеризуются нарушенностью, нормально-осадочной текстурой, многочисленными плоскостями скольжения, большим количеством спорадической и мозаичной брекчии известняка и песчаника, сильно перемяты. Все это обусловлено суммарным воздействием гипсовой и соляной тектоники, которое способствовало зарождению и формированию солянокупольных структур Прикаспийской впадины (Ошакпаев, 1973).

Детальное литологическое исследование остаточных отложений терригенного кунгура с проведением комплекса анализов (гранулометрического, минералогического, петрографического и физико-химического) позволило установить наличие трех литофациальных разновидностей, условно названных относительно глубоководной, среднеглубинной и мелководной (Ошакпаев, 1971).

Г л у б о к о в о д н а я разновидность представлена глиной, темно-серой до черной, сильно известковистой, плотной, жирной на ощупь, местами алевритистой, с включениями спорадической брекчии известняка. Пластовый известняк светло-серый до серого, скрытозернистый (кремнеподобный), участками доломитизированный, раздроблен до состояния мозаичной брекчии.

С р е д н е г л у б и н н а я разновидность сложена глиной, темно-серой до серой, алевритистой, известковистой, нередко песчанистой, с гнездами и линзами мелко- и среднезернистого песка, с включениями спорадической (нередко кристаллизационной) брекчии глинистого известняка и редко песчаника. Пластовый известняк серый до темно-

серого, тонко- и мелкозернистый, слабоглинистый, местами доломитизированный, раздроблен до состояния мозаичной брекчии.

Мелководная разность включает глину, серую до темно-серой, сильно песчанистую, известковистую, с гнездами и линзами средне- и крупнозернистого песка, с включениями спорадической брекчии сильноглинистого известняка и песчаника, а зачастую и кристаллизационной брекчии. Пластовый известняк темно-серый, мелкозернистый, сильноглинистый, часто рыхлый, сильно раздробленный (до состояния мозаичной брекчии).

Данные гранулометрического анализа, сгруппированные по следующим фракциям: пелитовой (0,001—0,005 мм), алевроитовой (0,005—0,05 мм) и песчаной (0,05—2,0 мм), указывают на определенную закономерность распределения частиц по литофациальным зонам. Так, глубоководная литофация характеризуется таким составом фракций (усредненные значения): пелитовая — 65%, алевроитовая — 26%, песчаная — 9%; среднеглубинная: пелитовая — 35%, алевроитовая — 40%, песчаная — 25%; мелководная: пелитовая — 20%, алевроитовая — 35%, песчаная — 45%.

Результаты минералогического анализа пород с подразделением на легкую и тяжелую фракции также свидетельствуют о зональности распределения минерального состава. Так, кальцит во всех трех литофациях содержится почти равномерно, возрастая во фракциях 0,25—0,5 и 0,5—1,0 мм и в сторону глубоководных образований. В составе карбонатных минералов различаются аутигенный и обломочный кальцит. Обилие кальцита в терригенных отложениях кунгура свидетельствует о значительной карбонатности среды осадконакопления. Кварц количественно возрастает к мелким фракциям и в сторону пород глубоководной зоны. Полевого шпата значительно меньше по сравнению с кальцитом и кварцем. Он преобладает в мелких фракциях и отложениях мелководной литофации. Количественные соотношения кварца и полевого шпата находятся в обратной зависимости от содержания кальцита.

Минералы тяжелой фракции — пирит, хромит, гранат, сфен, гематит, ильменит, апатит, турмалин — концентрируются обычно в мелководной и среднеглубинной литофациях. Примерно равное содержание пирита указывает, вероятно, на аутигенное его происхождение в условиях восстановительной обстановки, что подтверждается также наличием сидерита.

Результаты комплекса физико-химических анализов (люминесцентно-адсорбционного, спектрометрического, рентгеноструктурного, термовесового, электронно-микроскопического) глинистых минералов (фракции < 0,001 мм), хорошо согласуясь и подтверждая друг друга, устанавливают характерные особенности и зональность распределения минералогического их состава. Так, минеральный состав относительно глубоководной литофации монтмориллонитовый с малой примесью гидрослюд и значительным присутствием палыгорскита; среднеглубинной — смешанослойный, монтмориллонитово-гидрослюдистый с незначительной примесью палыгорскита, хлорита и кварца; мелководной — гидрослюдистый с малой примесью монтмориллонита и значительным количеством кварца и хлорита.

Известняки из различных литофаций также имеют свои структурно-текстурные особенности и содержат в разной степени инородные включения.

Результаты гранулометрического и комплексного физико-химического изучения песчано-глинистых и карбонатных пород терриген-

ного кунгура показали, что условия седиментации на площади Челкарского соляного купола-гиганта были довольно сложными и связанными как с регионально-тектоническими подвижками, климатическими условиями режима вод, так и с процессами гипсовой и, возможно, соляной тектоники.

Для терригенного кунгура характерна быстрая изменчивость гранулометрического состава песчано-глинистых пород на довольно коротких расстояниях (порядка 1—2 км и даже сотен метров).

Подразделению терригенных осадков на литофациальные зоны на основании количественного преобладания тех или иных составных гранулометрических фракций соответствует и качественное содержание глинистых минералов. Согласно Н. М. Страхову (1960, 1962), бассейновые глинистые осадки по составу должны как-то коррелироваться с синхронными им песчано-алевритовыми обломочными отложениями.

Определенный в итоге различных физико-химических исследований перечень глинистых минералов дает возможность в некотором приближении выяснить условия формирования терригенных осадков кунгура на площади соляного купола в процессе седиментации привнесенного материала.

Состав глинистых минералов, представленный монтмориллонитом, гидрослюдой, реже — палыгорскитом и хлоритом, как известно, образуется при условиях, в которых главными факторами являются гидрoхимический режим и, в частности, повышенные значения водородного показателя (рН до 8,5).

Монтмориллонит в морских накоплениях — характерный минерал щелочной среды. Палыгорскит — магнезиальный алюмосиликат, своим происхождением обязанный преимущественно воздействию климата. Однако не исключается его образование и вследствие замещения в монтмориллоните катионов Al^{3+} магнием, когда возникает магниевый монтмориллонит, а затем палыгорскит (Ратеев, 1964).

Монтмориллонит, гидрослюда и различные их сочетания, образующие смешанослойный полиминеральный состав, свидетельствуют о том, что глинистые минералы, как индикаторы, чутко реагируют на изменения гидрохимического режима бассейна.

Вещественный состав глинистых минералов из относительно глубоководных зон заметно отличается от состава минералов в глинах из среднеглубинных и мелководных литофациальных зон.

И. Д. Зхус (1966) показывает, что в меловых и палеогеновых морских отложениях Ферганской впадины глубоководные глинистые накопления не содержат смешанослойных образований, тогда как в более мелководных они встречаются постоянно.

Монтмориллонит лишь с незначительными примесями гидрослюды и палыгорскита является основным минеральным компонентом глин в глубоководных литофациальных зонах терригенного кунгура Челкара.

В среднеглубинных терригенных породах встречаются глинистые минералы монтмориллонит и гидрослюда, слагающие гидрослюдисто-монтмориллонитовые смешанослойные образования, и реже — палыгорскит.

В глинистых минералах из мелководных литофациальных зон преобладает гидрослюда, в меньших количествах содержатся монтмориллонит и хлорит.

Обособленность и преобладание в терригенных осадках кунгура набухающих глинистых минералов и отсутствие каолинита можно

объяснить выводами М. А. Ратеева (1964) о том, что «внутри морских бассейнов формирование минералогических типов или ассоциации глинистых минералов и их количественное распределение по дну водоема находятся под влиянием механической дифференциации и гидродинамики».

Размерность частиц минералов и их существенная разница служат причиной механической дифференциации взвешенных частиц.

Таким образом, ассоциация глинистых минералов, в составе которых преобладают такие набухающие компоненты, как монтмориллонит, смешанослойные образования, а также палыгорскит, гидрослюда, но полностью отсутствует каолинит, характерна для аридной зоны морских отложений.

Сопоставление результатов гранулометрического анализа и минералогического определения глинистых частиц позволило установить зависимость состава ассоциации глинистых минералов, а также количественной вариации содержания песчано-алевритовых и глинистых компонентов от литофациальной зональной приуроченности.

Сравнением литофаций с рельефом и мощностью подстилающей сульфатной толщи удалось установить их прямую взаимозависимость. Участкам с повышенным рельефом и мощностью сульфатной толщи до 200 м соответствуют отложения мелководной литофации, а участкам с пониженным рельефом и мощностью сульфатов 120 м и менее — породы глубоководной литофации; образования же среднеглубинной литофации приурочиваются к участкам со средними значениями рельефа и мощности сульфатной толщи.

Характер осадков терригенного кунгура свидетельствует о том, что они накапливались в условиях мелкого морского бассейна. В зависимости от рельефа дна бассейна, т. е. от относительной глубинности или фациальных условий седиментации, в составе осадков встречаются разности от тонкозернистого хемогенного известняка до алевритовых и песчано-глинистых образований и песчаников.

Рельеф сульфатной толщи, а равно и ложа кунгурского бассейна в период седиментации терригенного кунгура имел весьма сложное строение и постоянно подвергался локальным подвижкам, причинно связанным как с региональной, так и с гипсовой тектоникой, т. е. с процессами гидратации первично-покровной толщи ангидрита.

О проявлении гипсовой тектоники и ее способствующей роли в формировании палеорельефа дна кунгурского бассейна свидетельствует наличие в терригенном кунгуре эпигенетической брекчии известняка и песчаника. Гипсовую тектонику хорошо описал Ю. А. Косыгин (1940) на примере Актюбинского Приуралья.

Литофациальная зональность терригенного кунгура обуславливается расчленением рельефа дна пермского морского бассейна. При этом на самых возвышенных участках рельефа отлагаются породы мелководной литофациальной зоны, на отрицательных участках рельефа — осадки глубоководной литофациальной зоны, а промежуточный рельеф выполняется отложениями среднеглубинной литофациальной зоны.

Прогибание Прикаспийской впадины в конце кунгура, обусловившее проявление регионально-тектонических процессов и, как следствие их, возникновение гипсовой тектоники, а также седиментация терригенных кунгурских образований, по-видимому, протекали синхронно, но с различной скоростью.

Таким образом, данные о литофациальных особенностях и условиях седиментации терригенного кунгура Челкарского соляного ку-

пола-гиганта, расположенного в Центральной части Прикаспийской впадины, установлены для этого региона впервые и имеют большое познавательное значение, так как с определенной достоверностью указывают на причины и время возникновения соляной тектоники в Прикаспийской впадине.

Локально-спорадический характер распространения терригенных кунгурских пород сводовой части Челкарского соляного купола-гиганта, незначительная и различная их мощность говорят о том, что эти осадки были размыты еще до седиментации верхнепермских образований. Отсюда следует, что начало образования солянокупольных структур Прикаспийской впадины приходится на конец кунгура или же на границу нижней и верхней перми, но отнюдь не на более поздние времена, как это принято считать.

ЛИТЕРАТУРА

- З х у с И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- К о с ы г и н Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актыубинской области. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1940, вып. 1.
- О ш а к п а е в Т. А. Литофациальные особенности и условия образования терригенного кунгура Челкарского соляного поднятия в Прикаспийской впадине. Тезисы докладов II Республиканского литологического совещания. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- О ш а к п а е в Т. А. Условия образования Челкарского соляного купола-гиганта в Прикаспийской впадине. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1972, № 5.
- О ш а к п а е в Т. А. Генезис и механизм образования солянокупольных структур Прикаспийской впадины. В сб.: «Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.
- Р а т е е в М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. М., Изд-во АН СССР, 1960, 1962.

П. Т. ТАЖИБАЕВА, Б. У. УРУМБАЕВ

(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата)

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ ДЖИЛАНДИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы все большее внимание уделяется выявлению закономерностей распределения химических элементов в осадочных образованиях, поскольку оно, по мнению А. П. Виноградова (1956), является «одной из главных проблем геохимии. Точное знание в этой области ведет к выяснению способа образования земной коры, ее породы». Н. М. Страхов (1957) считает, что такие исследования представляют собой необходимую базу, на которой только и может быть построена настоящая теория осадочного рудообразования.

Нами предпринята попытка использовать данные изучения закономерностей распределения акцессорных элементов для выяснения некоторых особенностей осадконакопления джезказганской рудоносной толщи Джиландинской группы медных месторождений (Сарыоба, Итауз и др.), расположенной в Джезказган-Улутауском горно-рудном районе, севернее рудника Джезказган. Основные черты геологии, условия локализации оруденения и вещественный состав руд этой группы освещены в работах Ш. Е. Есенова, Е. Б. Бакарасова, К. Е. Аргенбаева (1961) и И. К. Ахметова (1970), поэтому мы считаем возможным на них не останавливаться. Отметим лишь, что рудоносная толща сложена однообразным комплексом терригенных песчано-глинистых пород каменноугольного возраста, представленных перемежающимися пластами серых и красных песчаников и алевролитов при резко подчиненном значении конгломератов и кремненных известняков. Последние нередко являются маркирующими.

Из стратиграфической колонки (рис. 1) видно, что джезказганская рудоносная толща подразделяется на три свиты, хорошо расчлененные по цвету. Так, верхняя джезказганская свита состоит из красноцветных разностей пород. Образования нижней джезказганской свиты, точнее ее верхней части, охватывающей златоустовский и покровский горизонты, имеют серовато-бурый цвет, а в остальной части разреза они сероцветные. Необходимо отметить, что в своих построениях мы приняли существующее стратиграфическое подразделение. При этом только сочли целесообразным горизонты таскудукский (№ 1), промежуточный (№ 1^а) и джиландинский (№ 1^б), к которым тяготеют основные рудные тела, объединить и выделить условно в продуктивную свиту.

Полный разрез джезказганской рудоносной толщи можно проследить по скважинам 719 и 999. Первая расположена в западной, а вторая — в восточной части Сарыобинского месторождения (рис. 2, 3).

В верхней конкудукской свите чередуются зеленовато-серые песчаники и алевролиты, среди которых отмечаются прослои известняков и аргиллитов. Алевролиты кварц-полевошпатовые, с окислами железа и стяжениями карбоната. Цемент глинисто-карбонатный, с хлоритом и серицитом. Мелкозернистые песчаники сложены плохо окатанными, удлиненными и корродированными обломками кварца (до 60%), полевого шпата (до 20%) и эффузивных пород (до 20%). Тип цементации в основном контактный и частично поровый.

ГРУППА СИСТЕМА	ОТДЕЛ	СВИТА	ГОРИЗОНТ	СЛОЙ	КОЛОНКА	СР МОЩНОСТЬ СЛОЯ	СР МОЩНОСТЬ ГОРИЗОНТА	ПОРОДА
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 29	В-27	30		Алевролит бурый, малиново-красный
				АНЖЕНСКИЙ № 28	В-26	20	60	Песчаник бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 27	В-25	12		Алевролит бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 26	В-24	12	60	песчаник бурый алевролит бурый песчаник бурий
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 25	В-23	12		песчаник бурий
				АНЖЕНСКИЙ № 24	В-22	20	60	алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 23	В-21	14		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 22	В-20	14	60	алевролит бурый алевролит бурый песчаник бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 21	В-19	12		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 20	В-18	12	100	алевролит бурый песчаник бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 19	В-17	15		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 18	В-16	20	100	алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 17	В-15	30		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 16	В-14	15	100	алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 15	В-13	27		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 14	В-12	30	110	алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 13	В-11	19		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 12	В-10	14	110	алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 11	В-9	16		песчаник бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 10	В-8	10	80	алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 9	В-7	15		алевролит бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 8	В-6	15	80	алевролит бурый песчаник бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 7	В-4	20		алевролит бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 6	В-3	19	80	песчаник бурый с линзами мелкозернистых алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	АНЖЕНСКИЙ № 5	В-2	15		алевролит бурый
				АНЖЕНСКИЙ № 4	В-1	25	40	песчаник серовато-бурый с линзами и прослоями мелкозернистой алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ПОКРОВСКИЙ № 3	Н-16	30		алевролит бурый
				ПОКРОВСКИЙ № 2	Н-15	50	80	песчаник серовато-бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 2	Н-14	50	50	алевролит бурый с прослоями кремневых известняков
				ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-13	30		песчаник серовато-бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-12	20		алевролит бурый
				ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-11	30	180	песчаник серовато-бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-10	25		алевролит бурый
				ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-9	25		песчаник серовато-бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-7	15		алевролит серовато-бурый
				ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-6	10	30	алевролит бурый алевролит бурый алевролит бурый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-3	25		песчаник серый
				ЗЛАТОУСТОВСКИЙ № 1	Н-2	10	30	песчаник серый песчаник серый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ТАСОДУКСКИЙ № 1	ТР-3	20		алевролит зеленовато-серый, пятнистый
				ТАСОДУКСКИЙ № 1	ТР-2	10	50	песчаник серый алевролит зеленовато-серый пятнистый, с линзами серых песчинок
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ТАСОДУКСКИЙ № 1	ДЖ-5	30		песчаник серый
				ТАСОДУКСКИЙ № 1	ДЖ-3	30	75	алевролит зеленовато-серый алевролит серый
ПАЛЛЕОЗОИЧЕСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ	НИЖНЯЯ ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ТАСОДУКСКИЙ № 1	ДЖ-1	25		песчаник серый
				ТАСОДУКСКИЙ № 1				алевролит зеленовато-серый

Рис. 1. Стратиграфическая колонка джезказганской рудоносной толщи в районе Джиландинской группы месторождений, составленная по материалам Е. В. Бакарова и Ю. А. Зайцева с дополнениями авторов.

СВИ-ТА	ГОРИ-ЗОНТ	МОЩ-НОСТЬ	КОЛОН-КА	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	
ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	ВЕРХНЯЯ	20		Песчаники серого цвета	
		116		Песчаники красно-бурого цвета, среднезернистые, слоистые, с прослоями внутриформационных конгломератов, в нижней части - прослой „раймундовского“ конгломерата	
	НИЖНЯЯ	70		Песчаники и алевролиты темно-бурого цвета. В верхней и нижней частях прослой внутриформационных конгломератов	
		42		Алевролиты и аргиллиты красно-бурого цвета, с прослоем внутриформационных конгломератов в верхней части	
	НИЖНЯЯ	ЗЛАТУСТОВСКИЙ	176		Алевролиты и песчаники красно-бурого цвета, слоистые, с прослоями внутриформационных конгломератов и известняков
			60		Песчаники и алевролиты серого цвета, тонкопереслаивающиеся. В верхней части - прослой внутриформационных конгломератов
		ПРОМЕЖУТОЧ.	26		Алевролиты и песчаники серого цвета, слоистые, тонкопереслаивающиеся. В нижней части - прослой известняков
	КОПКУДУКСКАЯ	ДЖИЛАНДИНСКИЙ			

Рис. 2. Литологическая колонка скважины 719.

СВИ-ТА	ГОРИ-ЗОНТ	МОЩ-НОСТЬ	КОЛОНКА	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ЖИДЕЛИСАЙСКАЯ		345		Алевролиты темно-бурого цвета, карбонатизированные, с прослоем мелкозернистого песчаника в верхней части
	АННЕНСКИЙ	100		Алевролиты темно-бурого цвета, слоистые, с прослоями известняка
ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ	КРЕСТОВ-АКЦИЙСКИЙ	75		Песчаники и алевролиты красно-бурого цвета, с прослоями внутриформационных конгломератов
	КРЕСТОВСКИЙ	130		Песчаники и алевролиты красно-бурого и буровато-серого цвета, с прослоями известняка в верхней части
	РАЙМУНДОВСКИЙ ВЕРХНИЙ	125		Песчаники средне- и мелкозернистые, красно-бурого и буровато-серого цвета
	РАЙМУНДОВСКИЙ СРЕДНИЙ	135		Песчаники и алевролиты красно-бурого цвета, брекчированные
	РАЙМУНДОВСКИЙ НИЖНИЙ	200		Алевролиты и песчаники красно-бурого и серовато-бурого цвета, с прослоем конгломерата в нижней части
НИЖНЯЯ	ЗЛАТУС-ПОКРОВТОВСКИЙ	80		Песчаники и алевролиты красно-бурого и темно-серого цвета, с прослоями внутриформационных конгломератов
				Песчаники красно-бурого и серовато-бурого цвета, мелкозернистые. В верхней части - прослой кремнистого известка

Рис. 3. Литологическая колонка скважины 999.

Продуктивная свита представлена сероцветными переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Последние иногда имеют пятнистую текстуру. Характерной особенностью этой свиты является повышенная насыщенность рудной минерализацией.

Нижняя джезказганская свита образована монотонно чередующимися пластами красных и красно-бурых песчаников и алевролитов.

В основании верхней джезказганской свиты лежат так называемые «раймундовские» конгломераты, которые сменяются переслаивающимися красноцветными пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов. В анненском горизонте появляются алевролиты со светло-зеленой окраской и песчаники с пятнистой текстурой.

Песчаники полимиктовые, средне- и мелкозернистые. Цемент кремнистый, иногда карбонатный, типа соприкосновения и регенерации. Терригенный материал «одет в рубашку» из гидроокислов железа. Алевролиты состоят преимущественно из кварца, полевого шпата и карбоната. По составу цемент глинистый, пропитанный гидроокислами железа. Характер цементации поровый и базальный.

Рудоносная джезказганская толща согласно перекрывается красноцветными терригенными отложениями жиделисайской свиты пермского возраста.

Для определения содержания химических элементов в рудоносной джезказганской толще полуколичественным спектральным анализом было изучено 395 проб*. Статистическая обработка материалов проводилась по методу Ю. П. Ивенсена (1966). Элементы группировались по стратиграфическим свитам и петрографическим типам пород из различных стратиграфических свит. Данные сведены в таблицы 1—12, где отражены коэффициенты распространения и частоты встречаемости каждого элемента. Под частотой встречаемости, согласно Ю. П. Ивенсену (1966), мы понимаем количество проб в процентах от общего их числа по данной свите, горизонту или петрографической разности пород, зафиксировавшее данный порядок концентрации элементов. Коэффициентами распространения элементов принимаем условные величины, которые характеризуют как частоту встречаемости элемента, так и среднюю его концентрацию. Математически коэффициент распространения K представляет собой сумму произведений частот встречаемости V_i , взятых в процентах, на среднее значение соответствующего им порядка концентрации C_i , что выражается в следующем виде:

$$K = \sum_{i=1}^n V_i C_i.$$

Рассмотрим таблицы 1—12. Наиболее распространенными элементами наряду с петрогенными являются титан, марганец, барий, медь, ванадий, стронций. Повсеместно присутствуют никель, кобальт, хром, галлий, часто встречаются свинец, цинк, бериллий, периодически отмечаются молибден и мышьяк. Содержание этих элементов во всех типах пород в основном находится в пределах кларка. (В таблицах вышекларковые значения элементов подчеркнуты полужирной чертой). Между тем фиксируются и повышенные концентрации тех или иных элементов. Так, частоты встречаемости, превышающие

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН КазССР под руководством В. Л. Марзуванова.

Таблица 1

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в породах верхней копкудукской свиты (106 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	5,7	32,1	54,7	3,8	2,8	0,9	4,731
Be	—	—	—	38,5	19,3	42,2	0,020
V	—	5,2	87,3	4,2	—	3,3	0,699
Ga	—	—	14,5	71,8	11,0	2,7	0,109
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,000
Co	1,7	2,6	30,4	31,4	29,6	4,3	1,148
Ni	—	—	29,0	22,6	34,4	14,0	0,156
Mn	20,2	68,7	11,1	—	—	—	13,591
Cu	1,0	3,0	34,5	48,5	2	1	0,822
Pb	1,0	2,0	6,0	10,0	22,5	58,5	0,635
Mo	—	—	3,7	4,7	15,9	75,7	0,021
Sr	1,0	17,0	8,0	1,0	25,5	47,5	1,390
Cr	—	—	92,8	1,2	—	6,0	0,464
Zn	1,7	2,5	33,0	—	15,3	47,5	1,140

кларковые величины, следующие: у бария — 5,2—17,1%, у марганца — 7,2—18,9%, у меди — 8,5—15,5%, у свинца — 0,7—2,1%, у цинка — 1,6—9,4%. В единичных случаях наблюдается вышекларковое количество мышьяка (частота встречаемости 1,8%) и стронция (3,8%).

Поведение элементов во времени можно проследить на графиках (рис. 4). Даже при беглом анализе нетрудно установить ряд законо-



Рис. 4. Распределение аксессуарных элементов во времени.

мерностей у кривых распространения элементов в породах в зависимости от их стратиграфического положения. Довольно четко выделяются четыре группы. Первая группа характеризуется отчетливой параллельной согласованностью щелочноземельных элементов Ba и

Таблица 2

Частота встречаемости (%) акцессорных элементов в породах продуктивной свиты (111 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	7,2	57,7	32,4	1,8	0,9	—	6,647
Be	—	—	—	65,7	14,3	20,0	0,033
V	—	8,5	90,6	0,9	—	—	0,878
Ga	—	—	56,0	40,8	3,2	—	0,300
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,00
Co	—	—	58,9	17,8	23,2	0,9	0,304
Ni	—	—	71,4	5,4	14,3	8,9	0,360
Mn	7,2	—	91,8	1,0	—	—	4,059
Cu	10,7	7,8	56,3	25,2	—	—	6,035
Pb	0,9	—	19,8	22,5	17,1	39,7	0,560
Mo	—	—	0,8	11,2	49,5	38,3	0,010
As	—	1,8	—	—	—	98,2	0,090
Sr	1,1	46,6	5,7	—	18,2	28,4	2,909
Cr	—	3,4	92,1	1,1	1,1	2,3	0,631
Zn	0,9	8,5	37,7	—	18,9	34,0	1,064

Sr. Максимальный пик у них приурочен к породам нижней джезказганской свиты. Вторая группа охватывает три элемента — Zn, Pb и Mo, минимальные значения которых приходится на отложения ниж-

Таблица 3

Частота встречаемости (%) акцессорных элементов в породах нижней джезказганской свиты (129 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	17,1	55,0	25,3	0,8	—	0,8	8,957
Be	—	—	—	68,2	18,6	13,2	0,034
V	—	14,6	78,4	3,1	0,8	3,1	1,124
Ga	—	—	67,9	24,5	3,8	3,8	0,352
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,000
Co	—	0,8	68,4	10,0	18,5	2,3	0,387
Ni	—	—	76,6	9,8	4,5	9,1	0,388
Mn	18,9	75,8	5,3	—	—	—	13,267
Cu	0,7	11,5	69,7	17,4	—	0,7	1,283
Pb	—	0,7	28,8	33,3	16,6	13,6	0,196
Mo	—	—	—	3,1	62,5	35,4	0,002
Sr	3,8	39,6	4,7	—	13,2	38,7	3,904
Cr	—	0,9	93,5	—	1,9	3,7	0,513
Zn	—	1,6	50,0	0,8	12,9	34,7	0,330

ней джезказганской свиты, а вниз по разрезу наблюдается постепенное увеличение коэффициента распространения. В третью группу вошли Cu и Sr, почти параллельно согласующиеся и имеющие два положительных пика в образованиях верхней джезказганской и про-

Таблица 4

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в породах верхней джезказганской свиты (49 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Va	<u>6,2</u>	64,6	27,1	—	—	2,1	6,466
Be	—	—	—	48,9	29,4	27,7	0,024
V	—	21,3	76,6	2,1	—	—	1,449
Ga	—	—	76,1	23,9	—	—	0,393
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,000
Co	—	—	66,0	23,4	—	—	0,342
Ni	—	—	76,2	10,8	6,5	6,5	0,386
Mn	<u>10,4</u>	87,5	2,1	—	—	—	9,586
Cu	<u>2,1</u>	<u>6,4</u>	80,9	10,6	—	—	1,775
Pb	—	<u>2,1</u>	29,8	40,4	12,8	14,9	0,274
Mo	—	—	—	10,9	63,0	26,1	0,005
Sr	—	40,5	—	2,1	8,5	48,9	2,026
Cr	—	22,5	73,5	1,0	2,0	—	1,494
Zn	—	<u>12,5</u>	43,8	—	14,6	29,1	0,844

дуктивной свит. Сюда же мы отнесли и марганец, обладающий обратной корреляционной связью с первыми двумя элементами. Наконец, четвертая группа объединяет остальные пять элементов — Ti, Ni, Co,

Таблица 5

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в песчаниках верхней конкудукской свиты (79 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Va	<u>3,8</u>	31,5	55,8	3,8	3,8	1,3	3,756
Be	—	—	—	35,4	23,2	41,4	0,018
V	—	6,0	86,6	3,0	—	4,4	0,735
Ga	—	—	10,8	73,5	12,1	3,6	0,091
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,000
Co	<u>2,3</u>	<u>3,5</u>	27,9	30,2	30,2	5,9	1,480
Ni	—	—	30,3	24,2	34,9	10,6	0,164
Mn	<u>20,8</u>	65,3	13,9	—	—	—	13,735
Cu	<u>1,6</u>	<u>3,3</u>	26,2	64,0	3,3	1,6	1,126
Pb	<u>1,4</u>	<u>2,8</u>	8,5	7,1	22,5	57,7	0,887
Mo	—	—	3,8	6,3	15,2	74,7	0,022
Sr	<u>1,3</u>	16,9	9,1	1,3	24,7	46,7	1,542
Cr	—	—	92,3	—	—	7,7	0,462
Zn	<u>2,3</u>	<u>2,3</u>	37,9	—	13,8	43,7	1,455

Ga, Be, у которых коэффициенты распространения по разрезу практически не изменяются.

Как известно, Н. М. Страхов (1957, 1962) установил два типа распределения элементов — пестрый и упорядоченный — с различными промежуточными модификациями. Для количественной их

Таблица 6

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в алевролитах
верхней копкудукской свиты (27 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распростра- нения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01— 0,001	0,001— 0,0001	Сле- ды	Не уста- новлен	
Ba	11,1	33,3	51,9	3,7	—	—	7,477
Be	—	—	—	48,1	7,4	44,5	0,024
V	—	3,6	89,3	7,1	—	—	0,631
Ga	—	—	25,9	66,7	7,4	—	0,163
Ti	100	—	—	—	—	—	50,000
Co	—	—	35,7	35,7	29,6	—	0,198
Ni	—	—	26,0	18,5	33,3	22,2	0,139
Mn	18,5	77,8	3,7	—	—	—	13,159
Cu	—	3,6	35,7	60,7	—	—	0,389
Pb	—	—	—	17,9	21,4	60,7	0,009
Mo	—	—	3,6	—	17,9	78,5	0,018
As	—	—	3,8	—	—	96,2	0,019
Sr	—	16,7	4,1	—	29,2	50,0	0,855
Cr	—	—	93,3	3,7	—	—	0,484
Zn	—	3,2	19,4	—	19,4	58,0	0,257

оценки введено понятие «коэффициент упорядочения» (Яночкина, 1968), значение которого по мере упорядоченности элементов стремится к единице.

Таблица 7

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в песчаниках
продуктивной свиты (72 анализа)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распростра- нения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01— 0,001	0,001— 0,0001	Сле- ды	Не уста- новлен	
Ba	6,9	47,2	41,7	2,8	1,4	—	3,896
Be	—	—	—	59,1	18,2	22,7	0,030
V	—	6,0	92,5	1,5	—	—	0,764
Ga	—	—	50,8	44,3	4,9	—	0,176
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,000
Co	—	—	61,6	19,2	17,8	1,4	0,318
Ni	—	—	72,7	4,4	14,3	8,6	0,366
Mn	7,0	93,0	—	—	—	—	8,200
Cu	13,6	10,6	56,1	19,7	—	—	7,621
Pb	1,4	—	16,7	23,6	12,5	45,8	0,796
Mo	—	—	1,5	16,2	45,6	36,7	0,016
Sr	1,7	42,1	5,3	—	21,1	29,8	2,982
Cr	—	5,3	92,9	—	—	1,8	0,730
Zn	1,4	7,4	35,3	—	19,1	36,8	1,247

Поведение элементов в изученных отложениях по петрографическому профилю песчаники — алевролиты можно проследить на графиках (рис. 5). Анализ их показал, что для всего разреза характерен пестрый тип распределения элементов со сглаженными модификация-ми. Коэффициент упорядочения для свит верхней и нижней джезказ-

ганской — 0,4, продуктивной — 0,5 и верхней, копкудукской, — 0,6. Такой тип распределения элементов мог возникнуть при условии, когда на водосборных площадях наряду с довольно интенсивной механической дезинтеграцией пород происходили относительно слабые процессы химического выветривания.

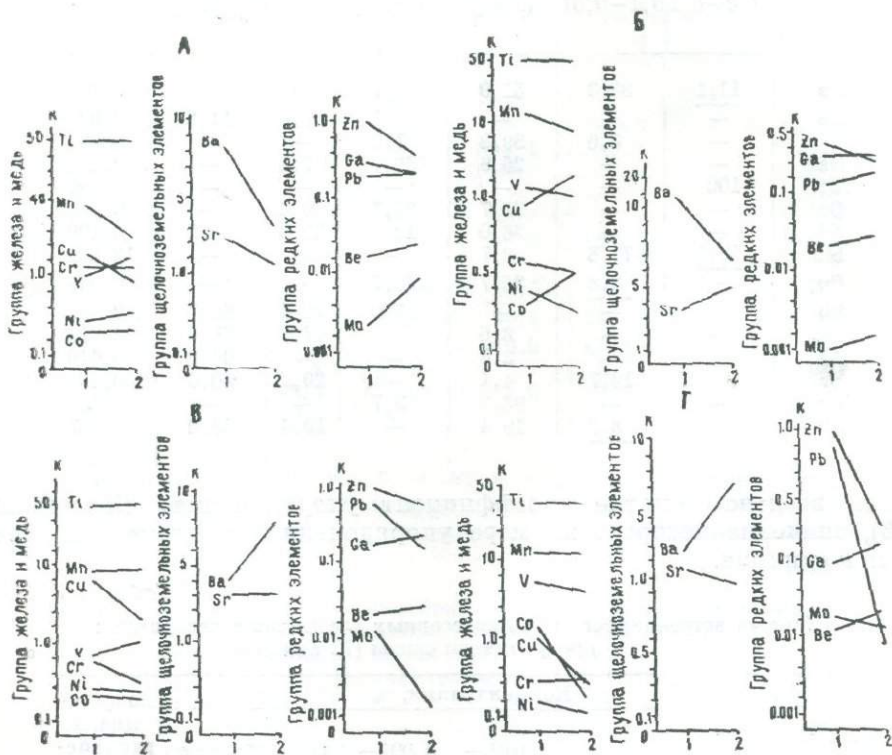


Рис. 5. Распределение аксессуарных элементов по профилю песчаники (1) — алевролиты (2) по свитам: А — верхней копкудукской, В — продуктивной, В — нижней джезкаганской, Г — верхней джезкаганской; К — коэффициент распределения.

Не противоречит сказанному и отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, которое колеблется в пределах 0,69—2,50. При этом химическая переработка исходного материала в большой степени проявилась при осадконакоплении отложений продуктивной и верхней копкудукской свит.

Для выяснения среды седиментации мы использовали соотношения: Sr/Ba , Fe/Mn и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. В изученных породах отношение Sr/Ba изменяется в очень малых пределах — от 0,3 до 0,4, что указывает на пресноводность и слабую степень минерализации водоема и подчеркивает близость этих осадков к континентальным. Это подтверждается и железомарганцевым модулем, который равен 20,8—29,5 и характерен для мелководных и опресненных континентальных бассейнов. (Для морских вод отношение Fe/Mn , по С. М. Катченкову (1959), равно 13.)

Таблица 8

Частота встречаемости (%) акцессорных элементов в алевролитах продуктивной свиты (30 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	7,7	76,9	15,4	—	—	—	7,772
Be	—	—	—	76,9	7,7	15,4	0,088
V	—	12,8	87,2	—	—	—	1,078
Ga	—	—	65,6	34,4	—	—	0,346
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,00
Co	—	—	53,8	12,8	33,4	—	0,275
Ni	—	—	69,1	7,1	14,3	9,5	0,350
Mn	7,7	89,7	2,6	—	—	—	8,349
Cu	5,4	2,7	56,8	35,1	—	—	3,137
Pb	—	—	25,6	20,5	25,6	28,3	0,138
Mo	—	—	—	2,6	56,4	41,0	0,001
Sr	—	54,8	6,5	—	12,9	25,8	2,773
Cr	—	—	90,4	3,2	3,2	3,2	0,457
Zn	—	10,5	42,1	—	18,4	29,0	0,736

Как известно, отношение окисного и закисного железа является мерой окислительных или восстановительных условий в среде седиментации. Значения $Fe_2O_3/FeO < 1$ говорят об устойчивом восстано-

Таблица 9

Частота встречаемости (%) акцессорных элементов в песчаниках нижней джезказганской свиты (86 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	22,0	48,8	26,8	—	—	—	13,574
Be	—	—	—	60,4	25,6	14,0	0,030
V	—	14,9	75,8	3,5	1,2	4,6	1,124
Ga	—	—	65,8	25,0	5,3	3,9	0,342
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,0
Co	—	—	66,7	8,0	21,8	3,5	0,338
Ni	—	—	73,9	9,1	6,8	10,2	0,376
Mn	24,1	73,6	2,3	—	—	—	15,742
Cu	—	14,8	65,9	19,3	—	—	1,080
Pb	—	1,1	22,5	33,7	15,7	27,0	0,185
Mo	—	—	—	2,3	70,1	27,6	0,001
Sr	2,6	43,6	5,1	—	42,8	35,9	3,506
Cr	—	1,3	92,3	—	2,6	3,1	0,527
Zn	—	2,5	44,4	1,3	11,1	40,7	0,347

вительном характере осадконакопления. Для сероцветных отложений это отношение колеблется от 0,44 до 0,98. Следовательно, они образовались в восстановительной обстановке. Красноцветные же породы отлагались в окислительной среде, о чем свидетельствуют значения Fe_2O_3/FeO порядка 2,14—31,33.

Таблица 10

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в алевролитах нижней джезказганской свиты (43 анализа)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	7,0	67,4	25,6	—	—	—	6,998
Be	—	—	—	83,7	4,7	11,6	0,042
V	—	14,0	83,7	2,3	—	—	1,120
Ga	—	—	73,4	23,3	—	3,3	0,379
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,0
Co	—	2,3	72,1	14,0	11,6	—	0,483
Ni	—	—	81,8	11,4	—	6,8	0,225
Mn	8,9	80,0	11,1	—	—	—	8,506
Cu	2,3	4,5	77,3	13,6	—	2,3	1,769
Pb	—	—	41,8	32,6	18,6	7,0	0,215
Mo	—	—	—	4,7	44,2	51,1	0,002
Sr	7,1	28,6	3,6	—	14,3	46,4	4,998
Cr	—	—	96,7	—	—	3,3	0,484
Zn	—	—	60,5	—	16,3	23,2	0,303

Таким образом, изученные отложения являются типичными континентальными образованиями аридной зоны. Среди них выделяются два основных типа фаций: прибрежно-мелководные (бассейновые)

Таблица 11

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в песчаниках верхней джезказганской свиты (31 анализ)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	9,8	67,7	19,3	—	—	3,2	8,383
Be	—	—	—	40,0	26,7	33,3	0,020
V	—	20,0	76,7	3,3	—	—	1,386
Ga	—	—	82,8	17,2	—	—	0,423
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,0
Co	—	—	66,8	16,6	16,6	—	0,342
Ni	—	—	82,8	13,8	—	3,4	0,417
Mn	16,1	80,7	3,2	—	—	—	12,101
Cu	3,3	3,3	80,1	13,3	—	—	2,222
Pb	—	3,3	30,0	40,0	10,0	16,7	0,335
Mo	—	—	—	6,7	70,0	23,3	0,003
Sr	—	43,3	—	3,3	10,0	43,4	2,167
Cr	—	22,6	74,2	3,2	—	—	1,503
Zn	—	16,6	40,0	—	16,7	26,7	1,030

и наземные. Сероцветные разности пород, слагающие низы разреза, формировались в прибрежно-мелководных пресноводных или слабоминерализованных водоемах. Они возникли при погружении территории и развитии заливов. Среда в период осадконакопления была вос-

Таблица 12

Частота встречаемости (%) аксессуарных элементов в алевролитах верхней джезказганской свиты (17 анализов)

Элемент	Концентрация, %						Коэффициент распространения
	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001	Следы	Не установлен	
Ba	—	58,8	41,2	—	—	—	3,146
Be	—	—	—	64,7	17,6	17,7	0,032
V	—	23,5	76,5	—	—	—	1,558
Ga	—	—	64,7	34,3	—	—	0,341
Ti	100,0	—	—	—	—	—	50,000
Co	—	—	64,7	34,3	—	—	0,341
Ni	—	—	64,7	5,9	17,6	11,8	0,500
Mn	—	100	—	—	—	—	5,000
Cu	—	11,7	82,4	5,9	—	—	1,000
Pb	—	—	29,4	41,2	17,6	11,8	0,345
Mo	—	—	—	18,8	50,0	31,2	0,009
Sr	—	35,3	—	—	5,9	58,8	—
Cr	—	22,2	72,2	—	5,6	—	1,486
Zn	—	5,6	50,0	—	11,1	33,3	0,530

становительной. В прибрежных частях застойных и отшнуровавшихся бассейнов, где преобладали резко восстановительные условия, осадки приобрели зеленовато-серую окраску. Красноцветные отложения в верхней части разреза образовались в наземных (субаэральных) условиях в окислительной среде при регрессии и превращении залива в площадь сухой долины.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметов И. К. Основные особенности геологии, условий локализации оруденения и вещественного состава руд месторождений жиландинской группы. В кн.: «Новое в исследованиях руд Джезказгана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.
- Есенов Ш. Е., Бакарасов Е. В., Аргенбаев К. Е. Геолого-структурные особенности северной группы меднобудных месторождений Джезказганского района. В сб.: «Большой Джезказган». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1961.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
- Ивенсен Ю. П. Использование аксессуарных элементов в целях стратиграфической корреляции метаморфических толщ в качестве петрохимических индикаторов процесса метаморфизма. В сб.: «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., «Наука», 1966.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, 1959.
- Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. В кн.: «Методы изучения осадочных пород». т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тажибаева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.
- Яночкина З. А. Статистические методы изучения пестроцветов. М., «Недра», 1966.

К. М. МУКАНОВ, В. В. КУЛИНИЧ, А. Л. ДЕРБАСОВА,
С. С. СОЛНЦЕВ

(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата)

К ГЕОХИМИИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ФАМЕНА ЖАЙРЕМСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В разрезе среднего палеозоя района месторождения Жайрем выделяются две серии пород, резко отличающиеся по литологическому составу и способу образования. Нижняя серия вулканитов среднего и верхнего девона (D_2gv-D_3fr) обнажается по периферии рудного поля, верхняя — морских вулканогенно-осадочных, преимущественно кремнисто-карбонатных пород от фамена до визе включительно — широко развита в пределах рудного поля. В углисто-кремнисто-карбонатных отложениях верхнего фамена этой серии локализованы марганцево-железные и свинцово-цинково-баритовые рудные тела, перекрытые сходными по составу и внешнему облику породами турнейского яруса.

Стратиграфический разрез морских вулканогенно-осадочных отложений рудного поля, согласно последним работам А. А. Рожнова (1967), Ф. Ф. Таранушича и В. И. Щибрика (1971), имеет следующий вид.

Нижнефаменский подъярус (D_3fm_1) представлен глинисто-кремнисто-известковыми породами темно-серого цвета со стяжениями типа конкреций уплощенной формы.

Верхнефаменский подъярус (D_3fm_2) расчленен на три пачки (снизу вверх): рудоносную ($D_3fm_2^1$), промежуточную ($D_3fm_2^2$) и красноцветных известняков ($D_3fm_2^3$).

Рудоносную пачку в пределах детально изученных Западного и Дальнезападного участков указанные авторы подразделяют на восемь горизонтов: 1) тонкослоистых буряющих пород; 2) неравномерно-слоистых пород; 3) пиритовых ритмитов; 4) туфогенно-осадочных пород; 5) конкрециеносных пород; 6) маркирующий горизонт; 7) кремнисто-карбонатных пород; 8) железорудный горизонт.

Перечисленные единицы отчетливо выделяются лишь на детально разведанных участках. В пределах рудного поля второй, третий, четвертый и пятый горизонты, непосредственно вмещающие оруденение, не расчленены. Литологически это углисто-кремнисто-карбонатные породы, чередующиеся с пиритовыми и углистыми ритмитами, органогенно-детритовыми песчаниками и прослоями туфогенных алевропелитов.

Маркирующий горизонт представлен своеобразными черными углисто-карбонат-калишпат-кремнистыми породами с конкрециями.

В железорудном горизонте переслаиваются светло-серые, зеленоватые, розоватые тонко- и узловато-слоистые альбит-карбонатные, карбонатно-кремнистые образования, железистые яшмы и неравно-

мерно расположенные в разрезе и по простиранию магнетит-гематитовые руды.

Промежуточная пачка сложена узловато-слоистыми кремнистыми известняками, флишоидными кремнисто-известковыми породами серого и светло-серого цвета.

Красноцветная пачка состоит из узловато-слоистых известняков, кремнисто-известковых пород характерных розоватых и красных тонов.

Верхнефаменские осадки сменяются образованиями турнейского яруса, сложенными кремнистыми, органогенно-детритовыми известняками, кремнисто-карбонатными породами с прослоями туфопелитов серой и темно-серой окраски.

Магматические образования представлены межпластовыми залежами трахитовых порфиров (ev) и миндалекаменными щелочными породами.

На месторождении Жайрем — типичном представителе месторождений атасуйского типа — выделяются следующие руды: 1) седиментные (вулканогенно-осадочные) железо-марганцевые и цинковые, свинцово-цинковые с большим количеством пирита и примесью барита; 2) гидротермально-метасоматические цинково-свинцово-баритовые. В зависимости от пространственного размещения и условий отложения составные части всех типов руд варьируют в широких пределах. В настоящей работе рассматриваются некоторые геохимические особенности пород, вмещающих седиментные сульфидные руды.

Для выявления геохимических условий образования рудовмещающих отложений нами проведено изучение статистических параметров распределения элементов в перечисленных выше литолого-стратиграфических единицах разреза.

Пробы отбирались из неизмененных пород, вскрытых скважинами в пределах рудного поля, и анализировались методом спектрального полуколичественного анализа на 25 элементов; химически определялись SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , $\text{C}_{\text{орг}}$. В суспензиях из пород исследовались состав водных вытяжек и концентрация водородных ионов (рН). Статистической обработке подверглись результаты спектрального определения 15 элементов (Pb, Zn, Cu, Ba, Ag, As, Mo, Sr, Co, Ni, Cr, Ti, V, Ga, Hg).

Распределение фоновых содержаний химических элементов, за исключением ртути, удовлетворительно аппроксимируется логарифмически-нормальным законом. Для ртути установлен нормальный закон распределения. Сопоставление проводилось с кларками карбонатных пород и сиенитов по Турекяну и Ведеполу (Turekian, Wedepohl, 1961). Параметрические значения средних геометрических содержаний \bar{X} и их стандартных множителей (корни квадратные из дисперсий ϵ), а для ртути — средние арифметические \bar{X} и стандартные отклонения S приведены в таблицах 1 и 2.

Нижнефаменские глинисто-карбонатные породы характеризуются максимальными величинами фона цинка (0,015%) и молибдена (0,00015%).

Свинец (0,005%) и сопутствующие ему серебро (0,00004%), мышьяк (0,005%) и титан (0,3%) участвовали в процессе породо- и рудообразования седиментного этапа, и максимальное их поступление в морской водоем наряду с барием было во время отложения пород рудной пачки углисто-глинисто-кремнисто-карбонатного состава с прослоями вулканитов в верхнефаменское время ($D_3fm_2^1b$ —e).

Таблица 1

Распределение фоновых содержаний химических элементов в породах Жайремского рудного поля, %

Химические элементы	Глинисто-карбонатные породы	Породы рудной пачки	Сероцветные известняки	Красноцветные известняки	Кремнисто-карбонатные породы	Карбонатные породы (кларк)	Трахитовые порфиры	Сиениты (кларк)
	D_3fm_1, \bar{X}	$D_3fm_2^1b-e, \bar{X}$	$D_3fm_2^2, \bar{X}$	$D_3fm_2^3, \bar{X}$	C_1t, \bar{X}	\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}
Pb	0,003	$\frac{0,005}{2,18}$	$\frac{0,002}{2,88}$	$\frac{0,0025}{2,51}$	0,0008	0,0009	$\frac{0,0008}{2,06}$	0,0012
Zn	0,015	$\frac{0,004}{1,98}$	$\frac{0,008}{3,15}$	$\frac{0,002}{1,43}$	0,004	0,002	$\frac{0,006}{2,40}$	0,013
Cu	0,002	$\frac{0,0025}{2,28}$	$\frac{0,0015}{2,46}$	$\frac{0,0012}{2,51}$	0,002	0,0004	$\frac{0,0025}{1,73}$	0,0005
Ba	0,05	$\frac{0,04}{1,84}$	$\frac{0,025}{1,78}$	$\frac{0,25}{2,15}$	0,025	0,001	$\frac{0,06}{2,40}$	0,16
Ag	0,00003	$\frac{0,00004}{1,92}$	$\frac{0,00003}{2,00}$		0,00003	0,00000X	$\frac{0,00003}{1,92}$	0,00000X
As	0,003	$\frac{0,005}{2,07}$	$\frac{0,002}{1,31}$	$\frac{0,0025}{1,96}$	0,0025	0,0001	$\frac{0,0025}{2,48}$	0,0014
Mo	0,00015	$\frac{0,00008}{2,31}$	$\frac{0,00004}{2,00}$		0,00004	0,00004	$\frac{0,00008}{1,89}$	0,00005
Sr	0,03	$\frac{0,05}{2,37}$	$\frac{0,10}{2,37}$	$\frac{0,06}{1,88}$	0,03	0,061	$\frac{0,02}{1,64}$	0,02
Co	0,0008	$\frac{0,001}{2,27}$	$\frac{0,001}{2,46}$	$\frac{0,0008}{2,15}$	0,0008	0,00001	$\frac{0,0006}{3,04}$	0,0001
Ni	0,0015	$\frac{0,0012}{1,93}$	$\frac{0,0008}{2,02}$	$\frac{0,0008}{2,08}$	0,001	0,002	$\frac{0,001}{1,53}$	0,0004
Cr	0,002	$\frac{0,0025}{1,91}$	$\frac{0,0006}{2,46}$	$\frac{0,00025}{2,28}$	0,0005	0,0011	$\frac{0,0004}{2,68}$	0,0002
Ti	0,25	$\frac{0,3}{1,64}$	$\frac{0,15}{2,10}$	$\frac{0,1}{2,06}$	0,12	0,04	$\frac{0,25}{1,50}$	0,35
V	0,0012	$\frac{0,0025}{2,57}$	$\frac{0,0008}{2,39}$	$\frac{0,005}{1,91}$	0,0008	0,002	$\frac{0,0008}{1,72}$	0,003
Ga	0,0008	$\frac{0,0012}{2,04}$	$\frac{0,0004}{2,58}$	$\frac{0,0004}{2,51}$	0,0004	0,0004	$\frac{0,004}{2,60}$	0,003
Количество проб	14	126	161	226	52		66	

Местный фон цинка (0,004%) в образованиях рудной пачки ниже, чем в других породах. В вышележащих сероцветных известняках фон цинка больше в два раза (0,008%), а в подстилающих глинисто-карбонатных породах — в четыре раза (0,015%). Вероятно, в первых цинк преимущественно был мобилизован в локальные сингенетические рудные тела, а в подстилающих и перекрывающих — рав-

номерно рассеян, о чем говорит и большая дисперсия ($\varepsilon=3,15$) концентраций цинка в сероцветных известняках. Из этого следует, что пониженные содержания цинка в подобных случаях также могут являться дополнительным критерием рудоносности.

Одновременно с цинком при образовании перекрывающих известняков промежуточной пачки шло усиленное рассеяние стронция, фон которого здесь максимален (0,1%).

Красноцветные известняки ($D_3fm_2^3$) и кремнисто-карбонатные породы турне отличаются резко пониженными значениями фона всех элементов.

Трахитовым порфирам (εv) присущи пониженные содержания элементов относительно их кларков. Так, фон бария составляет всего 0,4 кларка. Исключением является медь, местный фон которой равен 5 кларкам. Геохимическая характеристика данных образований увязывается с представлениями об их экструзивном генезисе.

Таким образом, типоморфными элементами вулканогенно-осадочного процесса литогенеза на Жайреме являются барий, медь и кобальт, местный фон которых в десятки раз выше их кларков в известняках, причем ассоциация меди и кобальта сквозная для всех литологических разностей. Медь отмечается в размере 3—5 кларков, кобальт — 80—100 кларков.

Группа сидерофильных элементов (Ni, Cr, V) в известняках от нижнего фамена до продуктивной пачки содержится в околокларковых количествах или меньше, а в лежащих выше породах до турне включительно — устойчиво ниже кларковых в 2—4 раза. Данные элементы, вероятно, не участвуют в осадко- и рудообразовании.

Величины стандартных множителей, определяющих степень неравномерности фоновых концентраций, максимальны для сероцветных известняков ($D_3fm_2^3$), фиксируют затухание рудообразующей деятельности и увеличение рассеяния элементов. Наиболее характерно это для свинца и цинка (ε равно соответственно 2,88 и 3,15).

В пределах рудного поля Pb, Zn, Ag, As и Ti имеют местный геохимический фон, в 2—7 раз превышающий кларковые содержания в известняках. Их максимальные количества, за исключением цинка, приурочиваются в основном к породам рудной пачки.

Величина фона бария в 25—40 раз выше его кларковых содержаний в известняках и закономерно уменьшается снизу вверх при максимуме в нижнефаменских и непосредственно в рудоносных отложениях. Возможно, барий раньше других элементов начал поступать в морской бассейн из вулканического источника.

На распределение фоновых величин ртути, вероятно, значительное влияние оказало содержание органического углерода (рис. 1). Этот факт подчеркивается, кроме того, сопоставлением стандартных отклонений (табл. 2). Значение стандартного отклонения минимально для красноцветных известняков, так же как и содержание $C_{орг}$; обе величины несколько увеличиваются в сероцветных известняках промежуточной пачки и максимальны для пород рудной пачки и турнейского яруса. В двух последних подразделениях, как известно, наблюдаются тонко чередующиеся прослои с различным содержанием углистой составляющей.

В целом фоновые содержания ртути равны кларковым либо несколько ниже их (см. табл. 2). Минимальные значения фона присущи красноцветным известнякам, более высокие — сероцветным и, наконец, наиболее высокие — углисто-глинисто-кремнисто-карбонатным породам рудной пачки.

В вертикальном разрезе фамена намечается следующая закономерность в распределении максимальных фоновых содержаний (снизу вверх): Zn, Mo, Ba (D_3fm_1) → Pb, Hg, Ba, Cu, Ag, As, Ti ($D_3fm_2^1b-e$) → Zn, Sr ($D_3fm_2^2$). Эта последовательность изменения местного геохимического фона, очевидно, в какой-то мере отражает пространственно-временную закономерность вулканогенно-осадочного литогенеза и синхронного с ним рудообразования. Намечаются две тенденции зависимости величин местного геохимического фона (резкое увеличение или понижение) от наличия практически интересной, существенно цинковой сингенетичной минерализации с примесью свинца, бария и других элементов.

Изучение распределения в стратиграфическом разрезе окислов основных породообразующих элементов позволило отметить следующие особенности.

Рудная пачка и отложения нижнего фамена четко отличаются от вышележащих образований, в том числе от литологически сходных

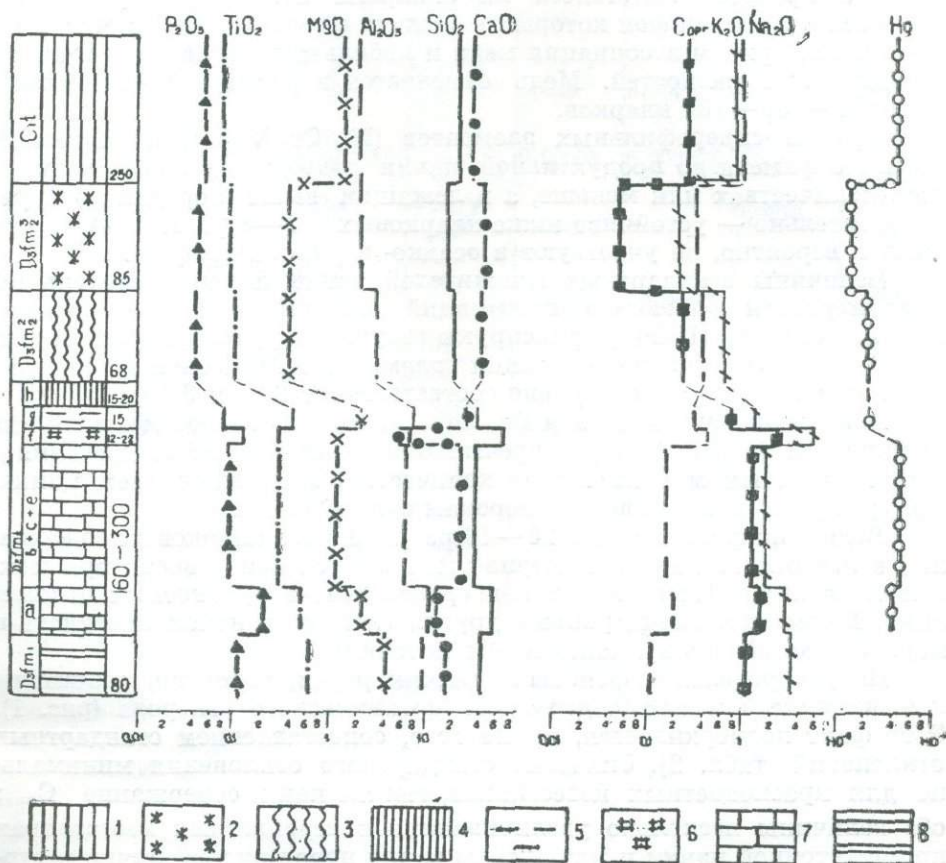


Рис. 1. Распределение основных петрогенных компонентов, органического углерода и ртути в стратиграфическом разрезе Жайремского рудного поля. 1 — нерасчлененные отложения турнейского яруса; 2 — верхняя пачка верхнефаменского подъяруса, красноцветные известняки; 3 — средняя (промежуточная) пачка верхнефаменского подъяруса; 4 — железорудный горизонт нижней (рудной) пачки; 5 — горизонт кремнисто-карбонатных пород рудной пачки; 6 — маркирующий горизонт; 7 — нерасчлененные образования рудной пачки (горизонты $D_3fm_2^1a-g$); 8 — породы нижнефаменского подъяруса.

пород карбона, повышенными содержаниями окислов SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и P_2O_5 (рис. 1). График распределения окиси кальция является зеркальным отражением такового для кремнезема, т. е. рудная пачка и толща нижнего фамена несколько обеднены карбонатной составляющей.

Таблица 2

Распределение фоновых содержаний ртути в породах Жайремского рудного поля (кларк карбонатных пород $4 \cdot 10^{-6}$)

Стратиграфическая единица	Литологическая разность	Количество проб	\bar{X} , $n \cdot 10^{-6}$, %	S, $n \cdot 10^{-6}$, %	Предел колебания содержаний
C_{1t}	Сероцветные кремнисто-карбонатные породы, желваковистые известняки, углисто-кремнистые известняки	30	4,1	2,9	1—7
$D_3fm_2^3$	Красноцветные узловато-слоистые известняки	41	1,3	0,9	0,5—3
$D_3fm_2^2$	Узловато-слоистые кремнистые известняки	44	2,0	1,4	0,5—4,5
$D_3fm_2^1g$	Кремнисто-карбонатные породы	84	2,0	1,0	0,4—4,5
$D_3fm_2^1b-e$	Глинисто - кремнисто - карбонатные, углисто-карбонатно-кремнистые породы	97	4,5	2,8	0,5—10
$D_3fm_2^1a$	Глинисто - кремнисто - карбонатные, углисто-карбонатно-кремнистые породы	16	3,8	1,9	0,8—8,6

Общим для большей части осадков нижнего и верхнего фамена является преобладание калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}=1,97-3,0\%$; $\text{Na}_2\text{O}=0,1-0,31\%$) и постепенное уменьшение разницы в их содержании к промежуточной пачке. Исключение представляет маркирующий горизонт, в котором калиевая составляющая резко возрастает ($\text{K}_2\text{O}=5,3\%$; $\text{Na}_2\text{O}=0,41\%$).

Для пород турнейского яруса характерны относительно близкие значения содержаний окислов щелочей ($\text{Na}_2\text{O}=0,3-1,54\%$; $\text{K}_2\text{O}=0,5-0,75\%$). В трахитовых порфирах и туфогенных алевролитах отмечается от 4 до 11% K_2O и 0,1—1,2% Na_2O .

Установленные особенности могут иметь практическое значение для уточнения возраста пород при отсутствии маркирующих горизонтов.

Анализ количества $C_{орг}$ и битуминозности показал, что среди осадочных пород нижнего и большей части верхнего фамена максимальные содержания $C_{орг}$ приурочены к породам рудной пачки (составляют в среднем 1,5%). В то же время битуминозность минимальна именно в данной пачке (0,001%). Несомненно, роль $C_{орг}$ как мощного восстановителя в осаждении сульфидных минералов была существенной.

Водные вытяжки из пород дают относительное представление об условиях формирования осадка, так как предполагается захват осадком «седиментной» (иловой) воды. Наиболее обогащены катионами Ca^{++} , Mg^{++} , Na^{+} , K^{+} и анионами HCO_3^{-} , SO_4^{--} , Cl^{-} углистые силициты маркирующего горизонта и породы рудной пачки. Среди анионов отчетливо преобладает серноокислый (рис. 2).

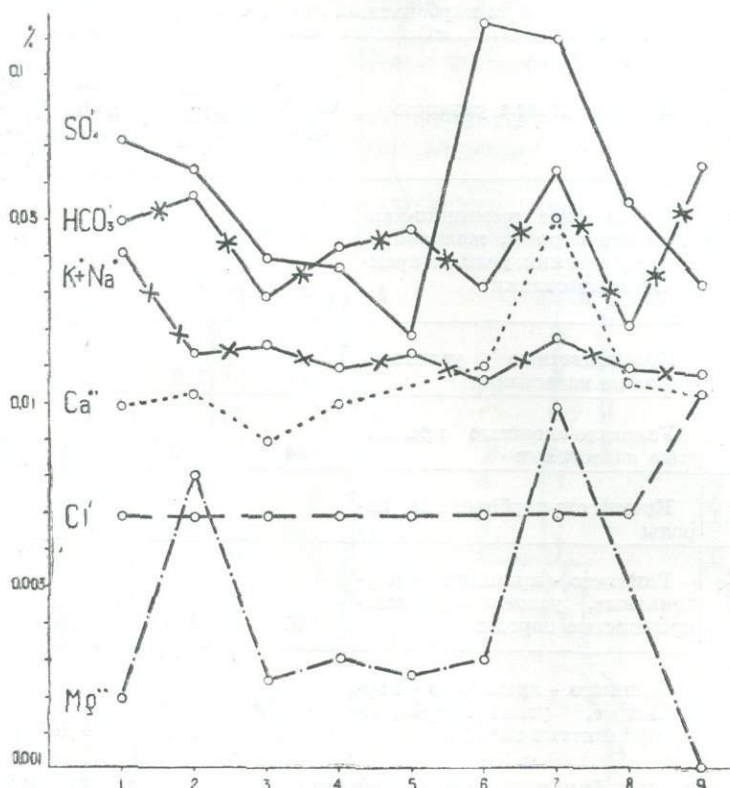


Рис. 2. Результаты химических анализов водных вытяжек из пород Жайремского рудного поля. 1 — кремнисто-карбонатные породы C_1t_2^2 ; 2 — горизонт желваковистых известняков C_1t_2^1 ; 3 — красноцветные известняки D_3fm_2^3 ; 4 — сероцветные кремнисто-карбонатные породы D_3fm_2^2 ; 5 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы с прослоями будинированных кремнистых известняков $\text{D}_3\text{fm}_2^2\text{a-b}$; 6 — конкреционные углисто-кремнисто-карбонатные породы $\text{D}_3\text{fm}_2^2\text{d-e}$; 7 — углистые силициты, маркирующий горизонты $\text{D}_3\text{fm}_2^1\text{f}$; 8 — углисто-кремнисто-карбонатные породы с прослоями сфалерит-пиритовых руд $\text{D}_3\text{fm}_2^1\text{b-c}$; 9 — трахитовые порфиры ev .

Основными компонентами сингенетических руд являются пирит и сфалерит с подчиненным количеством галенита и барита. Условия их осаждения есть функция окислительно-восстановительного потенциала, кислотно-щелочных свойств среды, концентрации, температуры и давления растворов.

Температура минералообразования, как показали исследования жидких включений в баритах, была небольшой и в среднем составляла $40-60^\circ$. Гидростатическое давление в условиях относительно мелководного бассейна также было не особенно велико. При обводненности вулканической постройки, по-видимому, не будет резкого перепада давлений и температур. Относительно концентраций растворов

данных нет. Однако нетрудно предположить, что она была сравнительно высокой.

В. С. Крамбейн и Р. М. Гаррелс (1960) не придают решающего значения действию этих факторов на процесс осадкообразования, отдавая предпочтение окислительно-восстановительному потенциалу и кислотно-щелочным свойствам среды.

Об условиях осаждения указанного минерального парагенезиса приближенно можно судить по расчетам окислительно-восстановительных потенциалов, проведенным Холландом (Holland, 1959), Б. Н. Рыженко (1964), Тишendorфом и Унгентюмом (Tischendorf und Ungethüm, 1965), Р. М. Гаррелсом и Ч. Л. Крайстом (1968), Е. З. Бурьяновой (1971) и др. для стандартных условий ($T=25^{\circ}\text{C}$ и $P=1 \text{ атм}$).

При рассмотрении полей устойчивости пирита, сфалерита и галенита совместно с баритом отмечается узколокальная область перекрытия этих полей в интервале $Eh=(-0,28) \div (-0,6)$; $pH=7,8 \div 12$. Наиболее благоприятной для осаждения описываемой парагенетической ассоциации является восстановительная обстановка при щелочной среде $Eh=(-0,3) \div (-0,4)$; $pH=8,6 \div 10,2$.

Измерения концентрации водородных ионов в суспензиях баритов и пород рудоносной пачки дали значения pH от 7,8 до 8,8. На восстановительную среду минералообразования указывают присутствие органического углерода и битуминозность пород.

В верхах разреза Жайремского месторождения отмечается ассоциация гематита, магнетита, сургушно-красных яшм, кремнистых известняков и реже барита, который распространен на соседних железорудных объектах (Каражал, г. Жумарт и др.). Расчеты и анализ полей устойчивости данного парагенезиса показывают, что он формировался при положительных значениях окислительно-восстановительного потенциала $Eh=(+0,1) \div (+0,7)$, т. е. происходило осаждение других минеральных форм из тех же растворов при смене обстановки на окислительную. Вместо пирита накапливались гематит и магнетит. Дефицит серы повлек за собой образование олигонитовых руд, отмеченных В. И. Щибриком и др. (1971) на западе Дальнезападного участка. Барит, как уже говорилось, отлагался в широком диапазоне pH и Eh и поэтому его нельзя считать индикатором среды минералообразования. Растворы имели, по-видимому, также щелочной характер, на что указывает обилие кремнистых пород. Как известно, кремнезем хорошо растворяется в щелочных растворах в присутствии натрия.

На Восточном участке месторождения происходила, вероятно, быстрая и неоднократная смена окислительной и восстановительной обстановки, что обусловило чередование руд первого и второго парагенезисов.

Таким образом, из приведенных выше данных по осадко- и рудонакоплению, а также из анализа диаграмм условий соосаждения рудных элементов видно, что на Жайремском рудном поле рудоносные фации в целом формировались при различных физико-химических условиях. Среда осадко- и рудонакопления от восстановительной в низах разреза (рудоносная пачка) переходила в слабовосстановительную (безрудная пачка) и затем в окислительную в верхах разреза (железорудный горизонт и красноцветная пачка). Поэтому вверх по разрезу, например, закисная форма (пирит) постепенно сменяется окисной (гематит, магнетит) с соответствующим снижением значения сульфидной серы. Благоприятный в физико-химическом отношении режим отложения рудных компонентов создавался в местах встречи

восходящих гидротерм с морскими водами. В придонных слоях водная толща предохраняла сероводород и сульфид-ионы, обильно поступавшие в водную среду в условиях субмаринного вулканизма, от интенсивного окисления, что способствовало образованию сульфидов. Концентрация водородных ионов pH и особенно окислительно-восстановительный потенциал Eh представляют собой два основных фактора, которые определяют типы конечных продуктов накопления, возникших в процессе седиментации, о чем свидетельствует резкий переход по простиранию цинковорудного оруденения в окисножелезородное (Восточный Жайрем) и формирование олигонитовых руд (участок Дальнезападный).

ЛИТЕРАТУРА

Бурьянова Е. З. О главном минеральном парагенезисе в стратиформных месторождениях свинца и цинка. «Геология рудных месторождений», 1971, т. XIII, № 2.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1962.

Крамбейн В. С., Гаррелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. В сб.: «Термодинамика геохимических процессов». М., ИЛ, 1960.

Рожнов А. А. Условия формирования руд месторождения Джайрем. Автореф. канд. дисс. М., 1967.

Рыженко Б. Н. Определение второй константы диссоциации серной кислоты и осаждение солей Ca^{2+} , Ba^{2+} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} в гидротермальных условиях. «Геохимия», 1964, № 1.

Таранушич Ф. Ф., Щибрик В. И. Цикличность в вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации месторождения Западный Джайрем в Казахстане. «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 3.

Щибрик В. И., Таранушич Ф. Ф. Первая находка цинкового олигонита в СССР. «Докл. АН СССР», 1971, т. 187, № 5.

Holland H. D. Some applications of thermochemical data to problem of ore deposits. 1. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. «Econ. geol.», 1959, v. 54, № 2.

Tischendorf G. und Ungethüm H. Zur Anwendung von Eh-pH-Beziehungen in der geologischen Praxis. «Z. angew. Geol.», 1965, Bd. 11, H. 2.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's crust. «The Geological Society of American Bulletin», 1961, v. 72, № 2.

К. Т. ТАБЫЛДИЕВ

(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата)

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

До недавнего времени изучение химических элементов, содержащихся в фосфоритах, проводилось лишь в целях возможного попутного извлечения их в промышленных количествах. Так, например, на фосфоритовых месторождениях США наряду с фосфоритовой рудой добываются ванадий и уран, на месторождениях ГДР и ФРГ попутно с фосфоритами извлекается йод и т. д.

Однако в последние годы в связи с зарождением нового направления в области литологии — геохимии осадочных пород — изучение распределения элементов приняло новую форму, направленную не только на выявление вещественного состава, но и на уточнение условий образования исследуемых пород и связанных с ними осадочных полезных ископаемых.

С этой точки зрения установление закономерностей распределения малых элементов в фосфоритах, а также во вмещающих их породах должно сыграть большую роль в расшифровке генезиса фосфоритов — вопроса, в настоящее время довольно спорного.

К истории исследования элементов-примесей в фосфоритах

Первые сведения о содержании в фосфоритах элементов-примесей появились в середине XIX столетия, когда в ряде стран Западной Европы — Англии, Германии и Франции — в фосфоритах были обнаружены мышьяк, йод и редкие земли.

В начале XX в. уран был найден в фосфоритах Англии, а ванадий — в пермских фосфоритах США. Примерно в этот же период (1911—1915 гг.) Я. В. Самойлов выявил присутствие йода, мышьяка и некоторых других элементов в фосфоритах Русской платформы и обратил внимание на их естественную радиоактивность.

Дальнейшие исследования в этой области привели к открытию в фосфоритах многих стран Америки, Северной Африки и Западной Европы ванадия, бария, титана, иттрия, мышьяка, молибдена, цинка, олова, органического углерода, бора, селена, урана и других элементов (Jacob a. oth., 1933; Lewis, Rader, Hill, 1935; Tremearn, Jacob, 1941; Hebert, 1947; Robinson, 1948; Davidson, Atkin, 1953; Mc Kelvev, 1955; Altschuler a. oth., 1958; Gulbrandsen, 1960).

Подобные исследования, проведенные советскими геологами, позволили установить в отечественных фосфоритах значительные концентрации перечисленных выше элементов-примесей и ряда других

элементов (Борнеман-Старынкевич, 1924; Боровик и Бурова, 1938; Казаринова, 1939; Ченцов, 1956; Доминиковский, Либрович, 1957; Смирнов, 1959; Баскаков, 1959; Холодов, 1959, 1963; Семенов и др., 1962; Красильникова, 1963; Табылдиев, 1966, 1969; Блисковский и др., Блисковский, 1969 и др.).

В этом информационном материале было показано, что фосфориты характеризуются определенным набором элементов-примесей, присутствующих в них в повышенных концентрациях. К таким элементам относятся уран, редкие земли, бор, молибден, свинец, стронций, кобальт, мышьяк, натрий, хром, цинк и скандий. В пределах кларкового значения установлены содержания магния, марганца, тория, никеля, циркония. Прочие элементы присутствуют в фосфоритах в ничтожно малых количествах или же почти не обнаруживаются.

Закономерности распределения малых элементов в фосфоритоносных формациях Южного Казахстана

Геологические исследования, проведенные нами в последние годы на территории Южного Казахстана и направленные на изучение фосфоритов и вмещающих их отложений, позволили в некоторой степени раскрыть закономерности распределения малых элементов в фосфоритоносных формациях рассматриваемого района.

Химическому анализу подверглись 170 проб, полуколичественным спектроскопическим методом было проанализировано 700 образцов, характеризующих каждый литологический тип пород. Всего выполнено около 20 000 элементоопределений. Анализы проводились в лаборатории физико-химических исследований и в спектральной лаборатории ИГН АН КазССР. Элементы редких земель по пробам из хр. Малый Каратау исследовались хроматографическим методом.

В результате была получена определенная закономерность в концентрации малых элементов в фосфоритах и в то же время найдена некоторая особенность их распределения в фосфоритоносных формациях Южного Казахстана.

Карбонатно-кремнистая фосфоритоносная формация развита в хр. Малый Каратау. В основном ее составляют пластовые фосфориты, кремни (лидиты), доломиты, фосфатно-кремнистые породы и фосфатно-глинистые, глинисто-кремнистые и другие глинистые сланцы. В этом районе нами было обследовано 24 фосфоритоносных месторождения, равномерно характеризующих Каратауский фосфоритоносный бассейн на всем его протяжении с юго-востока на северо-запад.

Учитывая то, что главными породообразующими компонентами формации являются фосфат, кремнезем, глинозем, CaO и MgO, из комплекса пород формации мы выделили наиболее своеобразные литологические типы, соответствующие основному накоплению этих компонентов: для фосфата — фосфориты с P_2O_5 не менее 25%, для кремнезема — кремни (лидиты) с SiO_2 не менее 70%, для глинозема — глинистые сланцы с Al_2O_3 не менее 5% и для окислов магния — доломиты с MgO не менее 17%. Это было необходимо для установления связи концентрации элементов-примесей с определенными компонентами, чего нельзя было сделать для фосфатно-кремнистых пород, фосфатно-глинистых, глинисто-кремнистых и других сланцев, являющихся производными от механического или химического смешения многих породообразующих компонентов.

Результаты исследований отражены на диаграмме (рис. 1), из которой видны особенности концентрации элементов в отложениях кар-

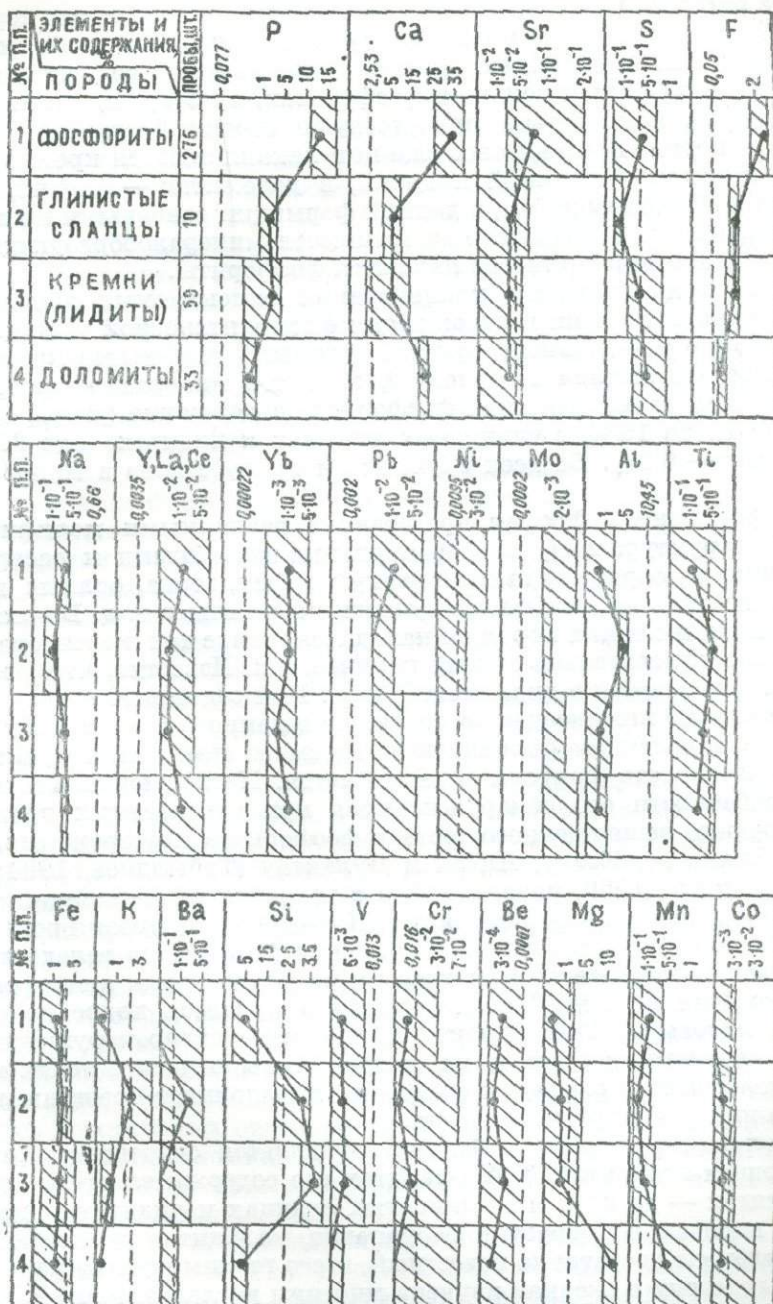


Рис. 1. Геохимическая диаграмма отложений карбонатно-кремнистой фосфоритоносной формации.

бонатно-кремнистой фосфоритоносной формации. Содержание элементов дано в процентах от общего весового количества, пунктирной линией для сравнения отмечены кларки этих элементов в осадочных породах (по А. П. Виноградову, 1956). Косая штриховка показывает пределы концентрации элементов, а точки — их средневзвешенное количество.

Из рисунка 1 видно, что во всех литологических типах пород выше кларкового значения концентрируются фосфор, кальций, фтор, иттрий, иттербий и молибден. Однако более высокие содержания этих элементов отмечаются только в фосфоритах, в которых, кроме того, в повышенных количествах присутствуют стронций, лантан, свинец, никель и церий. В глинистых сланцах накапливаются кремний и барий, в лидитах — кремний и церий, в доломитах — магний, марганец и сера. Таким образом, в данной формации основными концентратами высоких и повышенных количеств минералообразующих элементов и элементов-примесей являются фосфориты.

Рассмотрим характер концентрации описываемых элементов и формы присутствия их в отложениях фосфоритоносной толщи.

Фосфор — главный рудный элемент карбонатно-кремнистой формации. Он составляет основу фосфатного минерала — фторапатита. В чистых разновидностях фосфоритов содержание фосфора колеблется от 11 до 16%, в глинистых сланцах и лидитах — до 30% и в доломитах — 0,8%. Во всех случаях он присутствует в минеральной форме.

В фосфоритах фосфат представлен различными модификациями — бесструктурными, слабо- и раскристаллизованными и раскристаллизованными, образующими аморфную массу, зерна, оолиты, мелкие кристаллы апатита, радиально-лучистые агрегаты и т. д. В остальных литологических типах пород он находится в виде тех же минеральных форм, но в относительно малых количествах. Известно, что фосфор в природе встречается в виде иона $[PO_4]^{3-}$. При седиментогенезе, вероятно, происходит химическое воссоединение данного иона с кальцием и фтором с появлением фторапатита. На этом, по-видимому, миграционная способность фосфора заканчивается. Последующие геохимические особенности его обнаруживаются при гипергенных процессах. Исследования вещественного состава фосфоритов месторождений Кокджон, Джанатас, Коксу, Аксай и Чулактау (Табылдиев, 1964; Гиммельфарб и др., 1969) показали, что в условиях выветривания фосфаты более устойчивы, чем карбонаты. Поэтому выше уровня подземных вод происходит относительное обогащение фосфоритов вследствие выщелачивания карбонатов и выноса их из данной зоны атмосферными и грунтовыми водами. Механизм такого процесса подробно описан В. Н. Холодовым (1969). В тектонически интенсивно нарушенных зонах растворяется и фосфат, но далеко не выносится и почти тут же среди доломитов, кремней и фосфоритов выполняет трещины в виде апатита или фторкарбонатапатита.

Кальций наряду с фосфором является основным минералообразующим элементом. В фосфоритах его содержится от 25 до 40%, в доломитах — до 20% и в глинистых сланцах и лидитах — до 10%. В этих породах он образует фторапатит, кальцит и доломит. Кальций — элемент достаточно известный, и его геохимическая роль в современных морях и океанах изучена многими исследователями. В древних морских водоемах ион Ca^{2+} , по-видимому, играл ту же роль, однако подвижность его и способность к осаждению совместно с другими элементами во многом зависели от чрезмерно большого содержания CO_2 в атмосфере и гидросфере той эпохи.

Кальций хорошо осаждает фосфорнокислые и фтористые соединения. Поэтому в благоприятных палеогеографических условиях фосфоритоносного бассейна Каратау он взаимодействовал с фосфат-ионом и фтором, образовывал фторапатит и выпадал в осадок. При различных палеоклиматических условиях эпохи осадконакопления

кальций осаждался в составе кальцита или доломита. При дальнейшем перераспределении вещества осадка (в основном, в катагенезе) карбонаты кальция вели себя агрессивно по отношению к фосфатному материалу (в цементе, зернах), разъедая и местами полностью замещая его. При гипергенезе кальций вследствие большей подвижности, чем фосфор, выносился грунтовыми водами и в области разгрузки взаимодействовал с фосфором и вытеснял его.

К р е м н и й — один из первостепенных минералообразующих элементов рассматриваемой формации. Большое его содержание отмечается в лидитах (33—45%) и в глинистых сланцах (29—35%). В фосфоритах его значительно меньше (2—12%), а в доломитах всего 2—5%. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в нижнекембрийский палеобассейн кремний поступал неравномерно. При концентрации кремния в морском водоеме он интенсивно усваивался бентонными организмами (губками) и в составе их скелета формировал кремнистый осадок. При катагенезе кремнезем, так же как и карбонаты кальция, был агрессивным по отношению к фосфату: в породах часто разъедал фосфатные зерна и фосфатный цемент или же полностью замещал их.

М а г н и й образует высокие концентрации (до 12%) в доломитовых породах. Вероятно, в век накопления «нижних» доломитов в области палеобассейна господствовал аридный климат, который способствовал интенсивному упариванию морских вод и созданию резко повышенного щелочного резерва. Н. М. Страхов неоднократно указывал, что в древние геологические эпохи доломитовое вещество в морских бассейнах находилось близко к насыщению. Достаточно было некоторого изменения щелочного резерва в сторону повышения, как за счет собственного солевого состава морских вод происходило химическое осаждение доломита. Во время накопления кремней и фосфоритов климат, по всей вероятности, был гумидным и поэтому первичный доломит в этих веществах практически отсутствует. Указанные содержания магнезия, по-видимому, объясняются вторичными эпигенетическими процессами доломитизации (замещением фосфора и карбоната кальция доломитом).

А л ю м и н и й во всех литологических типах пород встречается в количествах, меньших кларкового значения. В глинистых сланцах его содержание достигает 5%. По величине ионообменной сорбционной способности и рентгеновскому анализу тонкой фракции глины установлено, что алюминий в глинистых сланцах входит в состав гидрослюда. В остальных отложениях он присутствует в каолините, гидрослюде, в редких обломках зерен полевых шпатов, глауконита и эпидота. Кстати, в этих примесях присутствуют **калий** и **натрий** (в нижекларковых количествах).

Ж е л е з о в кларковых содержаниях отмечается лишь в глинистых сланцах (около 3%). В остальных породах оно фиксируется в количестве до 1—1,5%. Минеральная форма железа в отложениях многообразна: оно входит в состав монтмориллонита, биотита, гидроксидов железа, глауконита, пирита, гематита и сидерита. При диагенезе соединения железа иногда образуют центры, вокруг которых формируются фосфатные зерна и оолиты. Местами встречаются полностью ожелезненные зерна. В поверхностной зоне происходит окисление сульфидных форм железа с возникновением их гидрооксидов и сульфатов. Известно, что процентное отношение Al_2O_3 к Fe_2O_3 в осадочных породах характеризует степень приуроченности их к терригенным образованиям. С этой точки зрения интересно отметить,

что отношение Al_2O_3 к Fe_2O_3 в фосфоритах, лидитах и доломитах указывает на нетерригенную природу этих осадков. Лишь в глинистых сланцах наблюдается прямая связь между содержаниями этих компонентов, что, вероятно, свидетельствует об их терригенном происхождении.

Фтор постоянно сопутствует фосфору, и в фосфоритах его содержание составляет 3—3,5%. В остальных литологических типах пород количество фтора изменяется в пределах 0,2—1% в зависимости от наличия в них фосфатного материала. Не случайно, что на основании корреляции этих двух элементов установлен так называемый «фторфосфатный коэффициент» ($\% F : \% P_2O_5$), используемый при литофациальных и геохимических построениях. Для фосфоритов Каратау он в среднем равен 0,1. Это же значение фторфосфатного коэффициента характерно для всех морских осадочных фосфоритов.

По-видимому, источник фосфора и фтора был один и тот же. Попав в бассейн осадконакопления, как $[PO_4]^{3-}$, так и $[F]^{-}$, взаимодействовали с избыточным ионом кальция морской воды и осаждались совместно в виде фторапатита.

Марганец в пределах кларка концентрируется в лидитах и глинистых сланцах; немного больше его в фосфоритах. В доломитах содержание марганца колеблется от 0,2 до 1,3%. Относительно большое содержание его отмечается в фосфоритах и значительное — в доломитах, что, по-видимому, можно объяснить геохимической связью марганца с кальцием (Вернадский, 1934). В этих породах он встречается в составе гидроокислов марганца.

Сера во всех породах находится почти на уровне кларкового содержания (0,3%). В глинистых сланцах она фиксируется в относительно меньшем количестве (0,1%). Незначительное содержание серы можно объяснить присутствием сульфидов, в частности пирита и гипса, в рассматриваемых породах, развитых в поверхностных зонах выветривания.

Далее приведем геохимическую характеристику элементов-примесей, которые в карбонатно-кремнистой фосфоритоносной формации минералов не образуют, а присутствуют в виде примесей.

Редкие земли. В геологической литературе о содержании редких земель в фосфоритах имеются более полные сведения, чем о других малых элементах. Впервые они были обнаружены в фосфоритах формации Фосфориа (США) и в золе костей. В отечественных фосфоритах величина суммы окислов редких земель достигает $3 \cdot 10^{-1}\%$ (Борнеман-Старынкевич, 1924). В фосфоритах Америки, Африки и океанических островов редкоземельные элементы найдены в количествах до $1,5 \cdot 10^{-1}\%$ (Robinson, 1948). В фосфоритах Иркутского амфитеатра, по данным В. Н. Доминиковского и В. Л. Либровича (1957), содержание иттрия составляет 16%.

Данные о содержании редких земель в фосфоритах обобщены Е. И. Семеновым и др. (1962), В. Н. Холодовым (1963) и В. З. Блисковским (1969).

На Каратауском фосфоритоносном бассейне нами были проанализированы содержания иттрия, иттербия, лантана, церия и других редкоземельных элементов, повышенные количества которых фиксируются в основном в фосфоритах. Исходя из того, что самыми лучшими осадителями редких земель в морской воде являются ионы кальция (Ферсман, 1959), концентрации их в фосфоритах, по нашему мнению, образуются в результате вхождения этих элементов в кристаллическую решетку фторапатита. При процессах выветривания

редкие земли ведут себя по-разному. Иттрий, иттербий и гадолиний в верхних горизонтах не выщелачиваются (т. е. остаются вместе с фосфатным материалом), образуя здесь большие концентрации, чем в глубоких зонах. В поверхностной зоне они выщелачиваются вместе с карбонатным материалом, сосредоточиваясь в основном на глубине. Эти факты указывают на то, что элементы иттриевой группы в основном связаны с фосфатом кальция, входя в него в форме изоморфной примеси, а элементы цериевой группы — с карбонатом кальция, изоморфно замещая его (Табылдиев, 1966).

С в и н е ц благодаря геохимической близости с кальцием может изовалентно замещать последний. В рассматриваемой формации он в повышенных содержаниях (до $5 \cdot 10^{-2}$ — $7 \cdot 10^{-2}\%$) присутствует в фосфоритах и доломитах. Известно, что значительные концентрации свинца характерны для фосфоритов Флориды (McKelvey, Nelson, 1950), Иркутского амфитеатра (Доминиковский, Либрович, 1957) и многих других фосфоритовых месторождений мира.

М о л и б д е н. Значительные концентрации его отмечены во многих фосфоритовых месторождениях зарубежных стран, в особенности в формации Фосфория (США). Отечественные месторождения фосфоритов также в различной степени обогащены этим элементом.

Неравномерное распределение молибдена в фосфоритах В. З. Блисковский (1969а) объясняет тем, что его высокие концентрации связаны не с собственно фосфатными минералами, а с изоморфным вхождением этого металла в сульфиды, рассеянные в фосфоритах. В Малом Каратау молибден концентрируется подобно свинцу.

С т р о н ц и й — весьма характерный элемент для фосфоритов. Исследования, проведенные В. З. Блисковским (1969б) на ряде фосфоритовых месторождений Союза, показали прямую пропорциональную зависимость между концентрацией стронция и содержанием трехкальциевого фосфора ($\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$).

На Каратауских месторождениях повышенные концентрации стронция фиксируются только в фосфоритах (в среднем до 0,1%). Это говорит о его геохимической связи только с фосфоритом и о возможности изоморфного вхождения стронция в кристаллическую решетку фосфатных минералов.

Б а р и й в карбонатно-кремнистой формации находится в пределах кларка. Несколько повышенные содержания его ($2 \cdot 10^{-1}\%$) приурочены к глинистым сланцам.

В а н а д и й. Известно, что в осадочных породах повышенные концентрации ванадия присущи преимущественно углисто-глинистым, кремнисто-глинистым и другим углистым сланцам. Большое содержание его встречается в глинистых илах, богатых органическими веществами.

Многие исследователи отмечают, что ванадий концентрируется в фосфоритах, и намечают геохимическую связь ванадия с фосфором. При этом часто ссылаются на ванадиеносные фосфориты Скалистых гор в США. Однако из работ К. Д. Джекоба и др. (Jacob a. oth., 1933) и В. В. Раби (Rubeu, 1943) явствует, что в разрезе фосфоритоносной толщи Скалистых гор ванадийсодержащие углистые сланцы переслаиваются с фосфоритами. К. Краускопф (1958) считает, что ванадий в этом случае генетически связан с органическим веществом, а не с фосфором.

В фосфоритоносной толще Малого Каратау количество ванадия в основном ниже кларкового значения. Если и наблюдаются его повышенные содержания, то они приурочены только к лидитам и крем-

нистым сланцам. В последних отмечается значительная концентрация и органического углерода. Ранее нашими исследованиями (Табылдиев, 1966, 1969) было показано, что ванадий и фосфор ведут себя антагонистически по отношению друг к другу. Исследования отечественных фосфоритовых месторождений различных генетических типов подтвердили правильность наших выводов (Блисковский, 1969а). Взаимная «антипатия» этих элементов, по-видимому, обусловлена различной природой осаждения их из морской воды: фосфора — в основном хемогенным, а ванадия — биогенным путем.

Хром и бериллий не образуют больших концентраций в рассматриваемых отложениях, хотя известно, что хром фиксируется во многих фосфоритовых месторождениях Советского Союза и мира, с особо высокой концентрацией его в желваковых разностях. По данным В. З. Блисковского (1969а), в изученных им первично-осадочных фосфоритах содержание хрома заметно меньше его кларка в осадочных породах, что подтверждается и нами по фосфоритоносному бассейну Каратау.

Несмотря на то, что хром и бериллий накапливаются в относительно широких пределах (см. рис. 1), средневзвешенное количество их максимального значения достигает в лидитах, в которых бериллий, по-видимому, изоморфно входит в решетку силикатных минералов. Здесь определенную роль, вероятно, играют равнозначность координационных чисел кремния и бериллия по отношению к кислороду, близость параметров комплексов $[\text{BeO}_4]^{6-}$ и $[\text{SiO}_4]^{4-}$, а также близость ионных радиусов и электроотрицательности Be^{2+} и Si^{4+} (Беус, 1956).

Титан накапливается в малых количествах. В пределах кларка он содержится в глинистых сланцах и хорошо коррелируется с Al, Fe, K и V.

Никель и кобальт заметных концентраций в отложениях карбонатно-кремнистой формации не образуют, в основном они фиксируются в нижекларковых количествах. Пределы колебаний содержания никеля несколько выше в фосфоритах (до $4 \cdot 10^{-2}$), кобальта — в доломитах (до $3 \cdot 10^{-2}$).

Следует отметить, что, по данным других исследователей (Смирнов, 1959; Блисковский, 1969а), в фосфоритах хр. Малый Каратау отмечаются незначительные концентрации меди, серебра и мышьяка.

Анализ закономерностей распределения элементов в отложениях карбонатно-кремнистой фосфоритоносной формации показывает, что все элементы можно объединить в две группы: минералообразующие, т. е. присутствующие в составе минералов, и элементы-примеси. К первой группе относятся P, Ca, F, Si, Al, Fe, Na, K, Mg, Mn и S, ко второй — Sr, Y, Yb, La, Cl, Rb, Mo, Ni, Co, Ba, Ti, V, Cr и Be. В каждой группе только половина элементов образует концентрации выше кларковых: фосфор, кальций, фтор, кремний, магний, марганец — в первой, стронций, иттрий, иттербий, лантан, церий, свинец и молибден — во второй. Из них к фосфоритам приурочено 50% минералообразующих элементов (фосфор, кальций и фтор) и 100% элементов-примесей. Эти данные говорят о том, что в рассматриваемой формации основным концентратором элементов являются фосфориты.

Отчетливо наблюдается геохимическая связь отдельных элементов с ведущими минералообразующими элементами: с фосфором связан кальций, фтор, редкие земли, стронций, свинец, молибден, натрий и никель, с кремнием — ванадий, хром и бериллий, с алюминием — титан, железо, калий и барий, с магнием — кальций, марганец и сера. Устанавливается также характер зависимости между содержаниями

ведущих элементов: у фосфора с кремнием и алюминием — обратная, а у кремния и алюминия между собой — в некоторой степени прямая.

Угристо-глинисто-кремнистая фосфоритоносная формация на территории Южного Казахстана развита в Каратау-Жабаглинской зоне Северо-Тянь-Шаньской геосинклинали, в Джалаир-Найманской зоне Чу-Балхашской геосинклинали и в Киикты-Текелийском прогибе. Основными литологическими типами пород, составляющими ее, являются глинистые, угристо-глинистые, угристо-глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, лидиты, известняки, фосфоритовые и кремнисто-фосфоритовые конкреции.

Нами были обследованы участки Баласаускандык и Корымсак в Северо-Западном Каратау, район гор Жабаглы, участки Наркызыл в Кендыктасе, Жамбыл в Чу-Илийских горах и Коксу-Сууктюбинский в Джунгарском Алатау. По тому же принципу, что и при рассмотрении карбонатно-кремнистой формации, мы выделили здесь следующие наиболее характерные литологические типы: фосфоритовые конкреции, угристо-глинисто-кремнистые сланцы, лидиты и известняки.

Результаты исследований приведены на рисунке 2, отражающем основные закономерности концентрации элементов в отложениях угристо-глинисто-кремнистой фосфоритоносной формации. Из рисунка видно, что во всех литологических типах пород выше кларкового значения концентрируются фосфор, иттербий, свинец, барий, медь, ванадий, молибден и хром. Более высокие содержания их (кроме Р, Yb и Pb) приурочены к глинистым и угристо-глинисто-кремнистым сланцам. В последних, кроме того, в повышенных количествах присутствуют сера, натрий, железо, титан, никель и кремний, в фосфоритах — кальций, иттрий и стронций, в лидитах — кремний и в известняках — кальций и марганец. Таким образом, в рассматриваемой формации основным концентратором высоких и повышенных содержаний минералообразующих элементов и элементов-примесей являются угристо-глинисто-кремнистые сланцы.

Рассмотрим распределение элементов в разных литологических типах пород. Ввиду того, что при разборе закономерностей распространения элементов в карбонатно-кремнистой формации геохимические свойства этих элементов описывались достаточно подробно, следующее описание их будет несколько статистическим.

Фосфор входит в состав фторапатита, сконцентрированного главным образом в фосфоритовых конкрециях. Содержание фосфора в них колеблется от 7 до 15%, в угристо-глинисто-кремнистых сланцах, лидитах и известняках оно доходит до 1—1,5%.

Кальций — характерный элемент для фосфоритовых конкреций и известняков. В первых его содержание варьирует от 20 до 35%, во вторых — от 15 до 36%. В сланцах и лидитах кальций фиксируется в пределах кларкового значения.

Кремний играет значительную роль в образовании пород угристо-глинисто-кремнистой формации. Наиболее высокие концентрации его отмечаются в лидитах (37—45%) и сланцах (22—40%); в фосфоритовых концентрациях и известняках его содержание меньше кларкового и колеблется в пределах 3—20%.

Магний присутствует в основном ниже кларкового значения. Лишь в Северо-Западном Каратау и Жабаглы, где в составе рассматриваемой формации имеются доломитовые пропластки, магний содержится в них от 12,5 до 15%.

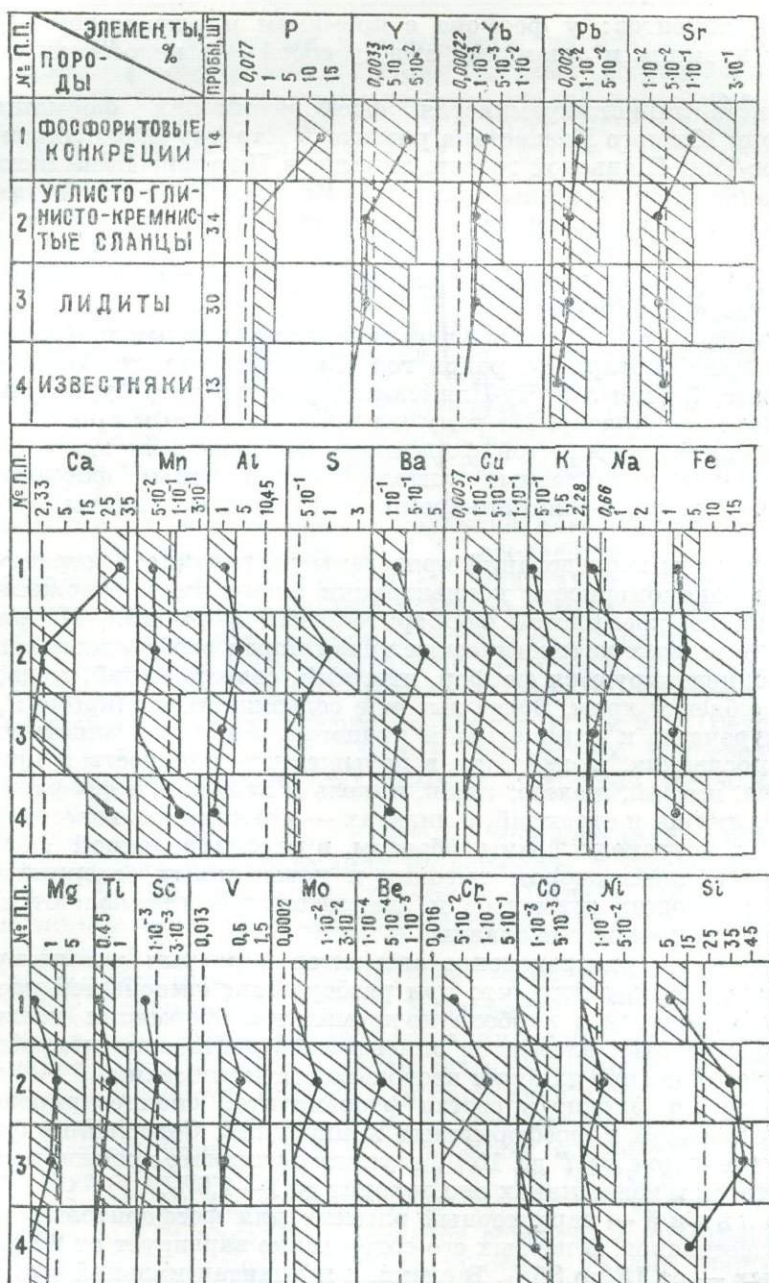


Рис. 2. Геохимическая диаграмма отложений углисто-глинисто-кремнистой фосфоритонесущей формации.

Алюминий во всех литологических типах пород находится в незначительном количестве (0,5—3,0%). Несколько больше его в углисто-глинисто-кремнистых сланцах (1—11%, в среднем 4%).

Калий и натрий ведут себя подобно алюминию и так же, как последний, не отличаются высокими концентрациями. Пики наибольших содержаний их приурочены к сланцам. Вероятно, присутст-

вие этих трех элементов в отложениях формации связано с одними и теми же минералами.

Железо в фосфоритовых конкрециях и сланцах в среднем отмечается в пределах кларка, но в сланцах диапазон колебаний содержания железа более широк — от 1 до 16% (Джунгарский Алатау). В лидитах и известняках его более 2%.

Марганец в повышенных количествах концентрируется в известняках (Кендыктас — до 0,3%). В остальных литологических типах пород он присутствует в нижекларковых значениях.

Сера в отложениях углисто-глинисто-кремнистой формации Кендыктаса и Джунгарского Алатау — в основном рассеивающийся элемент. Однако повышенные содержания ее отмечаются в сланцах Чу-Илийских гор (до 0,5%), в Северо-Западном Каратау и Жабаглы (до 3%).

Редкие земли. Основное накопление элементов редких земель (на рисунке 2 приведены результаты исследований только по итрию и иттербию) связано с веществом фосфоритовых конкреций, в которых среднее содержание Y и Yb превышает кларковое значение в 20 и более раз. В остальных разновидностях пород они также фиксируются выше кларка, но в незначительных количествах.

Свинец, среднее содержание которого наибольшее в фосфоритах ($7 \cdot 10^{-3}\%$), широко распространен и в кремнях (до $5 \cdot 10^{-2}\%$). По-видимому, это объясняется тем, что помимо геохимического родства фосфат-иона с ионом свинца последний входит в состав морских организмов, чья жизнедеятельность была самой активной в век накопления кремней.

Молибден — один из характерных элементов углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Его концентрация в среднем превышает даже содержание ванадия и достигает 50 кларковых значений. Максимальное количество молибдена отмечается в Северо-Западном Каратау и Жабалы, где оно достигает $3 \cdot 10^{-2}\%$. В остальных породах содержание его тоже значительно.

Стронций в повышенных концентрациях находится только в фосфоритовых конкрециях (до $3 \cdot 10^{-1}\%$). В остальных разновидностях пород рассматриваемой формации он встречается в рассеянном состоянии, лишь изредка превышая кларк.

Барий, так же, как S, Mo, Fe, K и Na, является характерным элементом для углисто-глинисто-кремнистых сланцев. В Северо-Западном Каратау и Жабаглы его содержание в этих породах колеблется от 1 до 8%. В остальных районах бария гораздо меньше, но его количество превышает кларк в 5—7 раз. В фосфоритовых конкрециях, лидитах и известняках среднее содержание бария равно кларковому.

Ванадий — основной элемент, определяющий промышленную ценность рассматриваемой формации. По своей геохимической природе он весьма своеобразен. Е. А. Анкинович при описании минералогии и условий формирования ванадиеносного горизонта Северного Тянь-Шаня и юго-западных районов Центрального Казахстана очень детально разбирает причины высокой концентрации ванадия в углисто-глинисто-кремнистых сланцах и пути его осаждения. Основным носителем редких элементов, в том числе ванадия, является органическое вещество. Отдавая предпочтение биогенному обогащению ванадием осадков формации, Е. А. Анкинович отводит второстепенную роль хемогенным процессам и сорбции.

Наши геохимические построения по ванадию полностью совпадают с выводами Е. А. Анкинович. Максимальные концентрации вана-

дия приурочены к углисто-глинисто-кремнистым сланцам (до 1,7%) и лидитам (до 1%). В фосфоритовых конкрециях и известняках (в Северо-Западном Каратау и Жаблаглы — в доломитах) его содержание значительно меньше, но выше кларкового значения.

Хром и медь в больших количествах отмечаются в углисто-глинисто-кремнистых сланцах (Cu — до 0,1% и Cr — до 0,5%). В остальных породах они фиксируются в меньшей степени. Вероятно, основным концентратором меди и хрома является органическое вещество.

Кобальт и никель в отложениях формации не образуют высоких концентраций. Среднее содержание кобальта во всех типах пород ниже кларкового, лишь в углисто-глинисто-кремнистых сланцах отдельные пробы показывают до $5 \cdot 10^{-3}\%$. К сланцам приурочено несколько повышенное содержание и никеля (до $5 \cdot 10^{-2}\%$).

Титан, скандий и бериллий относятся к группе элементов, которые присутствуют в отложениях формаций в пределах кларка или ниже его. Геохимически эти элементы между собой близки и тем, что в углисто-глинисто-кремнистых сланцах и лидитах диапазон колебаний их концентраций одинаков (см. рис. 2). Максимальные пики средних содержаний приурочены к сланцам.

Анализ закономерностей распространения элементов в отложениях углисто-глинисто-кремнистой формации показывает, что все элементы, как и в предыдущей формации, делятся на минералообразующие и элементы-примеси. Максимальные концентрации имеют 25% элементов — P, Ca, Y, Yb, Pb и Sr, которые приурочены к фосфоритовым конкрециям, 66% — S, Va, Cu, V, Mo, Cr, Ni, Al, K, Na, Fe, Ti, Sc, Be, Co и Mg — к углисто-глинисто-кремнистым сланцам, 6,5% — Ca и Mn — к известнякам и 2,5% — Si — к лидитам. Таким образом, наглядно видно, что в рассматриваемой формации основным концентратором элементов являются углисто-глинисто-кремнистые сланцы.

Устанавливается геохимическая связь отдельных групп элементов с основными породообразующими компонентами: кальция, иттрия, иттербия, свинца и стронция с фосфатом, магния, марганца и кальция с карбонатом, кремния с кремнеземом и остальных элементов в основном с органическим веществом. У ведущих элементов существует следующая корреляция: прямая — фосфора с кальцием и кремния с ванадием, обратная — между этими парами.

Выводы

1. Фосфоритоносные формации кембрия Южного Казахстана отличаются между собой не только различным парагенезом осадочных пород, но и определенной закономерностью распределения элементов-примесей, характерной для каждой формации в отдельности.

2. Рассмотренные элементы по степени концентрации можно объединить в три группы: а) элементы с содержанием выше кларка в осадочных породах (высококоницентрирующиеся), б) элементы в пределах кларка и в) элементы с содержанием ниже кларка.

В карбонатно-кремнистой формации к первой группе относятся P, Ca, Si, F, Sr, S, Y, Yb, La, Ce, Pb, Mo, Ba, Mg, Mn, ко второй — Ni и Ti и к третьей — Al, Na, K, Fe, V, Cr, Co и Be. В углисто-глинисто-кремнистой формации в первую группу входят P, Ca, Si, F, Sr, S, Y, Yb, Pb, Mo, Ba, V, Cu и Cr, во вторую — Ni и Ti и в третью — Na, K, Al, Fe, Co, Be, Mg, Mn и Sc.

Из этих данных видно, что большинство элементов имеет постоянный характер накопления. Так, фосфор, кальций, кремний, фтор, стронций, сера, редкие земли, свинец, молибден и барий образуют высокие концентрации в обеих формациях, титан и никель везде присутствуют в пределах кларка, а натрий, калий, алюминий, железо, кобальт и бериллий всегда находятся в рассеянном состоянии (ниже кларковых значений). Только у ванадия, хрома и меди степень концентрации зависит от типа формации. Значительное их накопление приурочено только к углисто-глинисто-кремнистой формации.

3. Установлена тесная генетическая и парагенетическая связь элементов с определенным веществом осадков формаций: с фосфатным веществом — фосфора, кальция, стронция, фтора, свинца и элементов редких земель, с органическим веществом — кальция, магния и марганца. Глинистое вещество характеризует в основном терригенность осадков, и с ним, по-видимому, связано накопление алюминия, железа, калия, натрия, кремния, титана, скандия, никеля и кобальта. Изложенное в некоторой степени отражает и источник элементов, и характер их накопления в морском бассейне.

4. Элементы в рассматриваемых фосфоритоносных формациях могут накапливаться в результате размыва окружающей суши и привноса продуктов размыва в морской бассейн континентальными водами; вследствие магматической деятельности их фумарол; за счет собственно морского бассейна, являющегося длительное время собирателем и хранителем элементов.

Литолого-петрографическое изучение пород карбонатно-кремнистой и углисто-глинисто-кремнистой формаций показало, что в фосфоритоносных отложениях материал, привнесенный с суши, играет незначительную роль. Поэтому высокие концентрации таких элементов, как P, Si, Ca, V, TR, Mo и др., нельзя объяснить только доставкой их с окружающего континента речными водами. Этот фактор, очевидно, контролировал накопление в бассейне Al, Fe, Na, Co и Ni, которые фиксируются в обломках терригенных материалов и присутствуют только в рассеянном состоянии.

Эндогенный источник может быть, по всей вероятности, у фосфора, фтора и кремния. В карбонатно-кремнистой формации запасы фосфора настолько велики,* что трудно предположить их образование в результате доставки фосфора речными водами или за счет резерва самого морского водоема. Несмотря на то, что концентрация фосфора в океанических водах и близка к состоянию насыщения (P_2O_5 $0,3$ мг/м³), в Малокаратауском палеобассейне его количество явно было недостаточным для накопления таких крупных запасов. Поэтому главным источником фосфора, поставляющим его в бассейн осадконакопления, мог быть подводный вулканизм. Попутно с фосфором поступал фтор, а кремний несколько опережал их. Этим можно объяснить вначале формирование чистых кремней (лидитов), затем — фосфатно-кремнистых пород и после них — чистых фосфоритов.

Концентрация остальных элементов (V, Mo, TR, Pb, Sr, Ba и др.), по-видимому, происходила за счет резерва морских вод палеобассейна. Известно, что за длительное в геологическом исчислении время в морях и океанах химические элементы могут создавать значительные накопления.

* По подсчетам Г. И. Бушинского (1966), палеогеографический запас фосфора в хр. Малый Каратау составляет 110 млрд. т.

5. Элементы образуют две основные группы по форме их концентрации в осадках формаций: хемогенную и органогенную. К первой относятся фосфор, фтор, кальций, элементы редких земель, свинец, марганец и магний, ко второй — кремний, ванадий, молибден, барий, медь, хром и сера.

Существует и третья группа, в которую объединены элементы, установленные в составе механических примесей. В нее входят алюминий, железо, калий, натрий, кобальт и никель.

6. По закономерностям геохимического распространения минералообразующих элементов и элементов-примесей в осадках фосфоритоносных формаций Южного Казахстана косвенно устанавливается генезис пород: у фосфоритов — хемогенный, у кремней (лидитов) — органогенный, у углисто-глинисто-кремнистых сланцев и известняков (доломитов) — биохемогенный.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскаков М. П. Фосфоритоносные фации в палеозое Кызылкумов. «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 3.
- Беус А. А. Геохимия бериллия. «Геохимия», 1956, № 5.
- Блисковский В. З. Молибден, хром и ванадий в фосфоритах. «Геохимия», 1969а, № 9.
- Блисковский В. З. Геохимия и особенности концентрации элементов-примесей в фосфоритах. Автореф. канд. дисс. М., 1969б.
- Блисковский В. З., Романова Л. В., Смирнов А. И., Едакова Л. М. Мышьяк в фосфоритах. «Геохимия», 1968, № 6.
- Блисковский В. З., Минеев Д. А., Холодов В. Н. О составе лантаноидов в фосфоритах. «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 4.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Содержание редких земель в апатитах. «Докл. Российской Академии наук», 1924.
- Боровик С. А. и Бурова Г. А. О содержании редких земель в фосфоритах Каратау. «Докл. АН СССР», 1938, т. XX, № 5.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. М. — Л., 1934.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Смирнов А. И., Маймистова Р. И., Усанова В. Г. Вещественный состав и промышленные типы руд главнейших месторождений фосфоритов бассейна Каратау. В сб.: «Фосфориты Каратау». М., 1969.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. К геохимической характеристике фосфоритов ордовика Иркутского амфитеатра. «Докл. АН СССР, новая серия», 1957, т. 117, № 4.
- Казаринова В. А. Органическое вещество фосфоритов. В кн.: «Агрономические руды СССР», т. 5. М., 1939.
- Красильникова Н. А. О флюорите в фосфоритах. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 3.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». М., ИЛ, 1958.
- Мак-Келви В. Е. Уран в фосфатных породах. В сб.: «Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии», т. 6. М., 1958.
- Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. Редкие земли в фосфоритах. «Геохимия», 1962, № 5.
- Смирнов А. И. Новые данные по элементарному составу фосфоритов бассейна Каратау. «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 1.
- Табылдиев К. Т. К выделению основных типов руд фосфоритов Чулактау. В сб.: «Материалы по геологии рудных месторождений Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1964.
- Табылдиев К. Т. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов хребта Малый Каратау. В кн.: «Литологические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.
- Табылдиев К. Т. Некоторые геохимические закономерности распределения малых элементов в отложениях фосфоритоносной формации Южного Казахстана. В кн.: «Фосфориты Каратау». М., 1969.

- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Холодов В. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 2, 1959.
- Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 17, 1963.
- Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малою Каратау в зоне гипергенеза. «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 3.
- Ченцов И. Г. К вопросу о форме нахождения U в фосфоритах. «Атомная энергия», 1956, № 5.
- Altschuler Z. S. a. oth. The geochemistry of uranium in apatite and phosphate. «U.S. Geol. Surv. Profess.», 1958, № 314-D.
- Davidson Ch., Atkin D. On the occurrence of uranium in phosphate rock. XIX Congr. Geol. Internat. sec., XI, 1953.
- Gulbransen R. A. Minor elements in phosphorites of the phosphoria formation. «Econ. Geol.», 1960, 55, № 6; «Bull. Geol. Soc. America», 1960, 71, № 12, p. 2.
- Hebert C. Contributions a l'etude de la chimie des phosphates de calcium. Ann. mines, mem., 4, № 136, 1947.
- Jacob K. D. a. oth. The composition and distribution of phosphate rock with special reference to the United States. «U.S. Rept. Agric. Techn. Bull.», 1933, № 364.
- McKelvey W. E., Nelson I. M. The characteristic of marine uranium-bearing sedimentary rocks. «Econ. Geol.», 1950, 45.
- Lewis F., Rader I., Hill W. Occurrence of selenium in natural phosphates, superphosphates and phosphoric acid (Key № E-65). «I. Agric. Res.», 51, № 12, 1935.
- Robinson W. O. The presence and determination of molybdenum and rare earth in phosphate rock. Soil Sci., Ob. 317, 1948.
- Rubey W. W. Vanadiferous shall in the Phosphoria formation Wyoming and Idaho. «Econ. Geol.», 1943, 38, № 1.
- Tremearn T. H., Jacob K. D. Arsenic in natural phosphates and phosphate fertilizers. «U.S. Dept. Agric.» (Techn. Bull.), 1941, № 78.

Б. У. УРУМБАЕВ

(Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата)

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ФРАНСКИХ КРАСНОЦВЕТОВ ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАУСКОГО РАЙОНА

Франские красноцветы — объекты поисков и разведки промышленных концентраций железа и марганца — издавна привлекают внимание исследователей, но особенно заинтересовались ими после открытия и эксплуатации Джебдинской группы марганцевых месторождений, расположенной на территории Джебказган-Улутауского горнорудного района. Однако многие вопросы генезиса рудовмещающих отложений и характер распределения в них химических элементов почти не освещены в литературе.

В настоящей статье на основании использования ряда геохимических показателей, таких, как распределение элементов по петрографическому профилю, коэффициент упорядочения и парные отношения элементов или их окислов (Fe/Mn , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, CaO/MnO , $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$), рассматриваются некоторые особенности осадконакопления в франский век.

Под коэффициентом упорядочения, следуя Н. М. Страхову (1957) и З. А. Яночкиной (1966), мы понимаем отношение числа элементов, подчиняющихся упорядоченному закону распределения, к общему числу рассматриваемых элементов.

Железомарганцевый коэффициент (Fe/Mn) является показателем обстановки осадконакопления (Катченков, 1959; Резников, 1961, 1962).

Отношение окисного и закисного железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) — это мера окислительных или восстановительных обстановок среды седиментации (Ронов, 1958).

На степень минерализации вод бассейна указывает отношение CaO/MnO , а $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$ свидетельствует о процессах, происходящих на источниках сноса (Яночкина, 1966).

На территории Джебказган-Улутауского района нами было детально исследовано месторождение Жаксыкотр. Такой выбор оказался удачным, поскольку здесь проводилось разведочное бурение, позволяющее наиболее полно проследить разрез франских отложений.

Рудовмещающая толща здесь представлена разнообразными терригенными, часто грубокластическими породами, в основном аркозового состава; широко распространены песчаники и конгломераты, реже — гравелиты при подчиненном значении алевролитов. Толща подразделяется на пять горизонтов (снизу вверх): 1) грубогалечниковых и валунных конгломератов (D_{3fr}^1 , $m=250-400$ м); 2) мелко- и крупногалечниковых конгломератов с прослоями песчаников и маломощных пропластков алевролитов (D_{3fr}^2 , $m=250-610$ м); 3) часто пере-

слаивающихся гравелитов, песчаников и алевролитов (подрудный, D_3fr^3 , $m=80-110$ м); 4) песчаников и конгломератов с марганцевым оруденением (рудный, D_3fr^4 , $m=10-80$ м); 5) конгломератов с прослоями песчаников (надрудный, D_3fr^5 , $m=40-200$ м).

Особенностью описанных горизонтов является их невыдержанность как по разрезу, так и по характеру залегания. Вследствие этого наблюдается резкое колебание суммарной мощности от 600 до 1000 м.

Рудомещающая толща согласно подстилается пестроцветными вулканогенно-осадочными образованиями жаксыконской серии (D_2-D_3fr) и перекрывается фаменскими отложениями, представленными терригенными породами уйтасской свиты (D_3fm_{ut}) и известняками сульфидероных слоев (D_3fm^{sl}).

В основу изучения геохимических особенностей франских красноцветов положен принцип, сущность которого заключается в том, что «геохимические работы по распределению элементов должны ставиться на пробах строго определенного стратиграфического горизонта, происходящих из одного региона» (Страхов, 1957).

Спектральным полуколичественным методом было проанализировано более 400 проб на 21 элемент. В результате наряду с петрогенными элементами Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na установлены также Mn, Pb, Cu, Zn, V, Ni, Cr, Sr, Ti, Be, Ba. В отдельных случаях обнаружены Co, Ga, Mo. Содержание этих элементов во всех типах пород находится в пределах кларка, за исключением омарганцованных песчаников и конгломератов, у которых более высокие концентрации Ba, V, Cr, Pb, Cu.

Кривые распределения элементов, составленные по величинам кларков концентрации относительно осадочных пород (2 части кислых пород + 1 часть основных пород; Виноградов, 1956), отражают размещение элементов как в различных типах пород, так и в каждом литологическом горизонте на профиле алевролиты — песчаники — гравелиты — конгломераты. Сопоставляя характер кривых распределения 12 элементов (V, Ni, Cr, Be, Ba, Pb, Cu, Zn, Ti, Mn, Ca, Mg), мы выявили ряд закономерностей (рис. 1).

На характеристике двух нижних горизонтов мы останавливаться

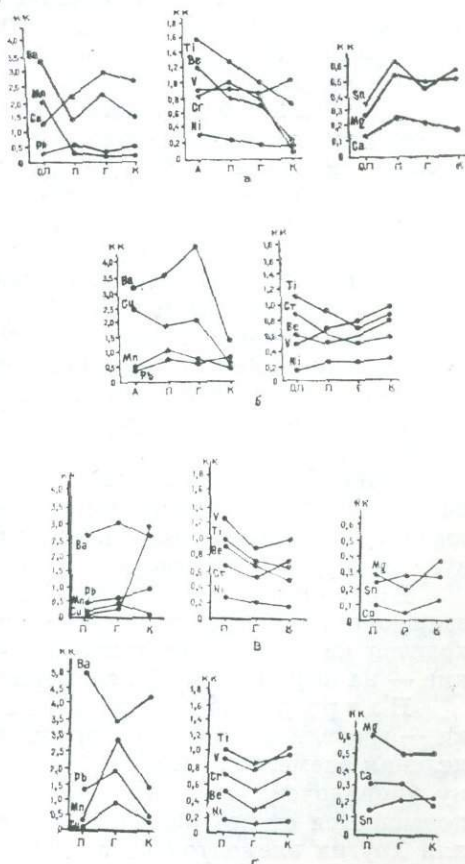


Рис. 1. Распределение элементов в породах подрудного (а), рудного (б), надрудного (в) и уйтасского (г) горизонтов. Условные обозначения: А — алевролиты, П — песчаники, ОП — омарганцованные песчаники, Г — гравелиты, К — конгломераты, к.к. — кларк концентрации элементов.

ся не будем, поскольку они представлены в основном конгломератами. В последних нам не удалось установить каких-либо четких закономерностей в поведении элементов, содержание которых не превышает кларковых значений.

Подрудный горизонт (D_3fr^3). Поведение элементов по петрографическому профилю пород алевролиты — песчаники — гравелиты — конгломераты подчиняется пестрому закону распределения с некоторыми чертами упорядоченности. Коэффициент упорядочения равен 0,3. Согласованно ведут себя Ti, Be, Cr, Ni. У них по мере измельчения обломочных частиц возрастает кривая кларков концентраций. Остальные же элементы не подчиняются этому закону. У одних из них (Pb и Mn) максимум приурочен к песчаникам, у других (Ba и Cu) он смещается в гравелитовую область, у третьих (V) — в конгломератовую и, наконец, четвертые (Ca, Mg, Sn) относительно равномерно распределяются во всех типах пород.

Рудный горизонт (D_3fr^4). В породах этого горизонта по ряду омарганцованные песчаники — песчаники — гравелиты — конгломераты фиксируется пестрое распределение элементов. Коэффициент упорядочения равен 0,17. Характерно, что почти каждый элемент имеет своеобразную кривую распределения, свойственную только ему. Так, содержание V и Ni увеличивается от мелкозернистых разностей пород к крупнозернистым. Максимальное количество Ti и Cr приурочено к омарганцованным песчаникам, минимальное — к гравелитам и промежуточное — к песчаникам и конгломератам. Содержание Be понижается от конгломератов к песчаникам, но имеет небольшой пик в омарганцованных песчаниках. Низкие значения кларков концентраций меди присущи омарганцованным песчаникам и повышенные — гравелитам.

Интересно поведение Mn и Ba в оруденелых песчаниках: при увеличении количества марганца (кларк концентрации 4) повышается и содержание бария (кларк концентрации 8), т. е. между ними существует прямая корреляционная зависимость.

В распределении Ca, Mg, Sn и Pb наблюдается согласованность, выраженная в том, что низкие значения кларков концентрации приходятся на омарганцованные песчаники и гравелиты, а более высокие — на песчаники и конгломераты.

Надрудный горизонт (D_3fr^5). Для ряда пород песчаники — гравелиты — конгломераты выявлены три типа кривых распределения элементов. Для Ti, Ni, Be, Ca, Mg кривые подчиняются закону упорядоченности, так как содержание этих элементов неуклонно повышается от крупнозернистых разностей пород к мелкозернистым, для других элементов наблюдаются отклонения кривых от этого закона. Так, повышенные значения Cu, Pb, Mn приходятся на гравелиты, а Ba, V, Cr — на песчаники и конгломераты и, наконец, Sn — на конгломераты. Для отложений описываемого горизонта коэффициент упорядочения равен 0,41. Это свидетельствует о пестром типе распределения элементов с некоторыми чертами упорядоченности.

Уйтасский горизонт (Dfm^{u1}). Поведение элементов по петрографическому профилю пород этого горизонта подчиняется пестрому закону распределения. Коэффициент упорядочения здесь резко уменьшается по сравнению с его значениями для лежащих ниже пород и практически сводится к нулю.

При равномерном размещении всех элементов в описываемых образованиях разнополюсные колебания отмечаются лишь в гравелитовой области, где у одних элементов — Ba, Mn, Sn — наблюдаются

положительные эффекты, у других — Ti, V, Cr, Be, Ni, Ca, Mg — отрицательные и только у Cu и Pb максимум смещается в сторону конгломератов.

Таким образом, можно сделать вывод о значительной пестроте распределения элементов в породах красноцветной толщи. Это является для нее характерным формационным признаком. Н. М. Страхов (1957) считает, что пестрота распределения элементов в осадочных породах свойственна для тех отложений, которые образовались в результате механической дезинтеграции материнских пород на водосборных площадях и при малых возможностях сортировки осадочного материала. В нашем случае преобладание физического выветривания доказывает типичная аркозность алевроито-песчано-конгломератовых пород. Слабая же сортировка терригенного материала проявляется в многофракционности размера зерен и обломков. На интенсивную физическую переработку пород питающей провинции указывают также значения отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, которые колеблются от 10,7 до 17,9 (рис. 2). Все эти данные говорят о том, что источник



Рис. 2. Схема изменения геохимических показателей во времени.

сноса был близок к областям накопления обломочного материала и процесс седиментации происходил в аридных условиях.

Как было сказано выше, мы использовали отношения нескольких пар химических элементов или их окислов, что дало возможность проконтролировать выводы, касающиеся условий седиментации. Так, высокие значения (32—80) железомарганцевого коэффициента (Fe/Mn) свидетельствуют о мелководности и опресненности бассейна осадконакопления, а отношения CaO/MgO , равные 0,8—1,6, указывают на слабую минерализацию его вод. Следует отметить, что по разрезу сверху вниз наблюдается некоторое увеличение опресненности и соответственно уменьшения минерализации среды седиментации.

Обстановка в период формирования красноцветной толщи была окислительной, что подтверждается обогащением гидроокислов железа и отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, изменяющимся в пределах 8,0—13,2.

В целом можно сказать, что осадконакопление в франское время происходило в аридной зоне в континентальных мелководных слабых или почти неминерализованных бассейнах в окислительной обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.

Катченко С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, 1959.

Резников А. И. Железомарганцевый коэффициент как показатель обстановки осадконакопления. «Изв. вузов. Нефть и газ», 1961, № 1.

Резников А. И. К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в верхнемеловую эпоху в пределах некоторых районов Восточного Предкавказья по данным спектрального анализа. Тр. Грозн. нефт. ин-та геол., № 26, 1962.

Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах. «Геохимия», 1961, № 4.

Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Урумбаев Б. У. Геохимические особенности красноцветных отложений верхнего девона Джебказган-Улутауского района. Тезисы докладов II Республиканского литологического совещания. Алма-Ата, 1971.

Яночкина З. А. Статистические методы изучения пестроцветов. М., «Недра», 1966.

Я. В. ЖЕВАГО, Г. С. КАРЛОВА

(Алтайская поисково-съемочная экспедиция ВКГУ, Усть-Каменогорск)

МЕЗОЗОЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КАОЛИНОВОГО ТИПА В СЕМИПАЛАТИНСКОМ ПРИИРТЫШЬЕ И ЕЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Семипалатинское Прииртышье расположено на восточном склоне Казахского эпипалеозойского щита, сложенного разнообразным по составу и возрасту комплексом осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. В поздне меловое время здесь в условиях относительно тектонического покоя на образованиях среднего палеозоя и мезозоя сформировалась мощная толща коры выветривания гумидного профиля, которую авторы изучали под руководством В. С. Ерофеева. Аналитические работы проводились в лабораториях Восточно-Казахстанского геологического управления и Алтайского отдела Института геологических наук АН КазССР.

Верхняя возрастная граница эпохи корообразования датируется вполне определенно. На левом берегу р. Иртыша, в депрессиях складчатого основания, глинистые образования коры выветривания перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями датского яруса*. Нижняя граница принята условно по аналогии с другими районами Восточного Казахстана, где она не опускается ниже позднего мела. Поэтому возраст коры выветривания принят как верхнемеловой. Однако необходимо отметить, что процессы корообразования происходили и в более позднее время — в раннем палеогене, о чем свидетельствуют пестроцветные глинистые осадки кремнистогетитовой формации дат-палеогенового возраста.

Территория Семипалатинского Прииртышья на 60—70% перекрыта рыхлыми отложениями третичного и четвертичного возраста. Поэтому верхнемеловую кору выветривания мы изучали при помощи горных выработок (шурфов, канав), керн буровых скважин и по немногочисленным естественным обнажениям.

Образования коры выветривания широко развиты на описываемой площади, но наиболее полные ее разрезы сохранились в северной, прииртышской части. В морфологическом отношении кора выветривания сочетает площадной тип распространения с линейно-трещинным, сформированным вдоль тектонических разломов и зон повышенной трещиноватости пород палеозойского складчатого фундамента.

По степени изменения исходной породы кора выветривания подразделяется на три структурно-морфологических горизонта (снизу вверх): 1) каменного элювия (начального выветривания); 2) глинисто-

* В. С. Ерофеев, Л. Н. Ржаникова, Ю. Г. Цеховский. О стратиграфическом положении палеогеновой пестроцветной кремнистой толщи в Семипалатинском Прииртышье. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, № 4.

го структурного элювия; 3) глинистого бесструктурного элювия (белые каолиновые глины).

Наиболее развиты образования первого горизонта, менее — второго, а третьи (самый верхний на описываемой площади) сохранился только в виде останцов на отдельных участках площади. При изучении коры выветривания нижний горизонт (начального выветривания) мы подразделили на собственно каменный элювий и осветленный элювий.

Мощность профиля коры выветривания варьирует в широких пределах. По данным буровых скважин, в депрессиях палеозойского складчатого фундамента северной части описываемой площади она достигает 60—70 м, тогда как в южной части — 2—3 м, сохраняя при этом все три горизонта выветривания. Такое положение объясняется тем, что при общей спокойной тектонической обстановке эпохи корообразования южное обрамление площади (мелкосопочник Бель-Терек и др.) очень медленно и плавно продолжало воздыматься. Поэтому при общей тенденции развития выветривания на глубину верхняя часть профиля разрушалась, не позволяя увеличиваться мощности отдельных горизонтов коры.

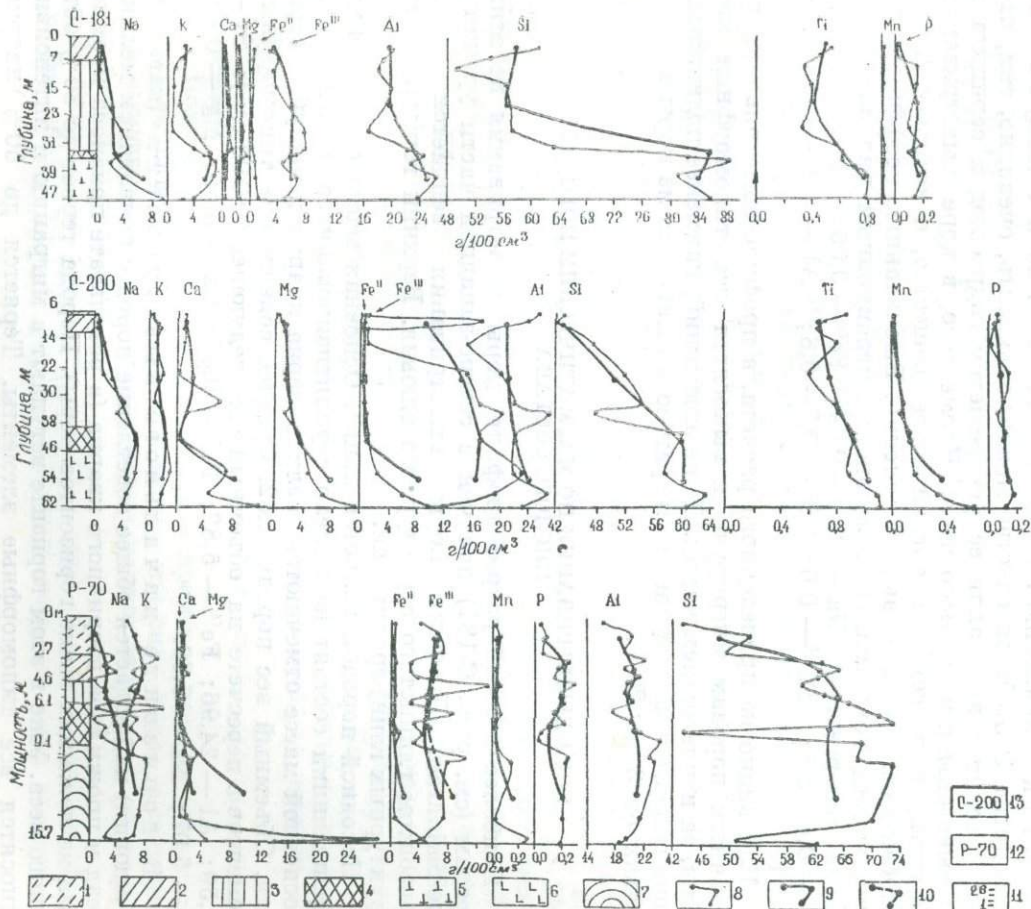
При изучении вещественного состава и геохимических особенностей образований верхнемеловой коры выветривания, развитых на различных по составу породах складчатого палеозойского фундамента, выявлены некоторые особенности поведения отдельных типоморфных химических элементов в коре выветривания на различных по составу породах фундамента.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ

В материнском субстрате переслаиваются полимиктовые песчаники, алевролиты и алевропелиты. Обломочный материал песчаников и алевролитов слабо окатан и представлен кварцем, плагиоклазом и метаморфическими сланцами. Цемент глинистый. Алевропелиты состоят из чешуек слюдя буровато-зеленого цвета с примесью псаммитовых обломков кварца и полевого шпата (15—20%). В породах рассеяна тонкая вкрапленность пирита. Объемный вес пород 2,25—2,56.

Содержание типоморфных элементов в пересчете на объемный вес следующее ($г/100 \text{ см}^3$): Si — 66,57—77; Al — 19,69—23,47; Fe^{'''} — 4,58—19,3; Fe^{''} — 0,34—7,54; Ca — 1,08—1,29; Mg — 1,55—1,59; K — 5,03—5,15; Na — 4,7—7,44.

Горизонт начального выветривания (каменного элювия) занимает 40—50% профиля выветривания. Под микроскопом видно разрушение некоторых зерен полевых шпатов из нижней части горизонта и переход их в пелитизированную массу. Под электронным микроскопом отчетливо видно, что края пелитовых частиц приобретают войлоковидный облик, тогда как их центральные части еще не затронуты разрушением. Появляется тонкая сеть лимонитовых прожилков, возникающая при частичном разрушении слюд и окислении пирита. Верхняя часть этого горизонта осветлена. Наблюдается значительная пелитизация обломочного материала. Возникает густая сеть трещин, выполненных глинистой и серицитовой массой. В этом горизонте породы теряют до 20% объемного веса. Происходит интенсивный вынос Na — до 93%, Mg — до 50% и Ca — до 70%, а также Si — до 14%. Начинается миграция алюминия — до 2—3%. Резко (до 60%) выносятся железо (рис., Р-70).



Кривые поведения химических элементов в горизонтах коры выветривания. 1—4 — горизонты коры выветривания: 1 — глинистый бесструктурный элювий, 2 — глинистый структурный элювий, 3 — подгоризонт осветленного каменного элювия, 4 — подгоризонт собственно каменного элювия (начального выветривания); 5—7 — породы палеозойского складчатого основания: 5 — дациты, 6 — андезитовые порфириды, 7 — толща переслаивающихся песчаников, глинистых и углистоглинистых сланцев; 8—10 — кривые поведения химических элементов: 8 — кривые содержания элементов в пробах, 9 — кривые содержания химических элементов в горизонтах выветривания, 10 — кривые средних содержаний железа в горизонтах коры выветривания по песчано-сланцевой толще; 11 — место отбора проб и их номер; 12 — номер геологического разреза; 13 — номера буровых скважин.

Горизонт глинистого структурного элювия сложен исключительно глинистыми продуктами выветривания, сохраняющими структурно-текстурные особенности материнских пород. Цвет образований в этом горизонте светлый до белого. Под электронным микроскопом видно, что основная масса породы состоит из гидрослюд, иногда с примесью каолинита. Породы теряют до 33% объемного веса. В них остается ничтожное количество натрия, магния и кальция. Происходят значительный вынос кремнезема (29—32%) и дальнейшая незначительная миграция алюминия.

В результате выноса трехвалентного железа породы обесцвечиваются. Двухвалентное железо сохраняется в ничтожных количествах, входя, очевидно, в кристаллическую решетку глинистых минералов.

Горизонт глинистого бесструктурного элювия сложен белыми глинами каолинит-гидрослюдистого состава. Геохимическая характеристика этого горизонта близка к таковой горизонта глинистого структурного элювия.

В профиле коры выветривания по осадочным породам обращает на себя внимание поведение калия (рис., Р-70). Калий испытывает тенденцию к накоплению или же сохраняется в количествах, близких к исходным. Это обстоятельство можно объяснить, очевидно, тем, что калий входит в кристаллическую решетку гидрослюд и серицита и при выветривании не выносится. Кроме того, в коре выветривания присутствует рассеянное органическое вещество, с которым калий способен давать устойчивые соединения. Вычисленные коэффициенты устойчивости показывают следующий миграционный ряд элементов в зоне гипергенеза: Na — 0,02—0,04; Fe^{II} — 0,05; Ca — 0,2—0,5; Mg — 0,4—0,5; Fe^{III} — 0,6; Si — 0,7—0,8; Al — 0,8—0,9; K — 1—1,1.

Как видно из приведенного расчета, в профиле выветривания по осадочным породам мигрируют и выносятся все типоморфные элементы, за исключением калия. Даже алюминий, наименее подвижный в зоне гипергенеза, вступает в миграцию и выносится из коры в количествах от 3 до 20%.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ КИСЛОГО СОСТАВА

Наиболее полный разрез профиля коры выветривания по этим породам (см. рис., С-181) получен в северо-западной части урочища Тюе-Байляган. Профиль коры выветривания венчается здесь горизонтом глинистого структурного элювия. Верхний горизонт (бесструктурных глин) эродирован.

Исходной породой является дацит. Основная масса фельзитовая. Вкрапленники состоят из нацело серицитизированного плагиоклаза. В основной массе отмечаются мелкие зерна кварца и чешуйки серицита. Объемный вес породы 2,62. Среднее содержание типоморфных элементов в пересчете на объемный вес следующее (г/100 см³): Si — 81,59; Al — 24,96; Fe^{III} — 5,82; Fe^{II} — 0,87; Ca — 0,55; Mg — 0,42; K — 5,07; Na — 6,69.

В горизонте начального выветривания (каменно-го элювия) наблюдается общее осветление пород с появлением мелких гнезд и прожилков вторичного кварца (в результате привноса кремнезема из лежащих выше горизонтов коры). Порода теряет до 30% объемного веса. Уже в этом горизонте вступают в миграцию и интенсивно выносятся все типоморфные элементы. Теряется до 60% натрия,

66% калия, до 80% двухвалентного железа, около 30% кремния и до 22% алюминия. В пелитовой фракции наряду с гидрослюдой появляется каолинит.

В горизонте глинистого структурного элювия, сложенного желто-белыми глинами, встречаются пятна бесструктурных глин (почти чистых каолинов). Несмотря на то, что все типоморфные элементы продолжают мигрировать, кремний и алюминий почти не выносятся. Здесь обращает на себя внимание поведение кремния и алюминия. Уже в горизонте начального выветривания эти элементы начинают интенсивно мигрировать (Si — до 30%, Al — до 22%), а в горизонте глинистого структурного элювия эта способность элементов резко снижается. Калий здесь в отличие от коры выветривания по осадочным породам не накапливается, а выносится наряду с остальными типоморфными элементами. Коэффициенты устойчивости элементов распределяются следующим образом: Na — 0,06; Fe'' — 0,3; Ca — 0,4; Mg — 0,5; Fe''' — 0,5; K — 0,5; Si — 0,7; Al — 0,7.

Поведение химических элементов в профиле коры выветривания по породам среднего состава изучалось по коре выветривания роговообманкового андезита. Эти породы включают роговую обманку — 40%, плагиоклаз — 50%, кварц — 10—15%. Объемный вес пород равен 2,94.

Типоморфные элементы содержатся в таких количествах (%): Si — 57,04; Al — 23,95; Fe''' — 16,91; Fe'' — 7,81; Ca — 7,45; Mg — 7,74; Na — 4,42; K — 1,95.

Интересно то, что для данного профиля коры выветривания уже в горизонте каменного элювия исходная порода претерпевает интенсивную химическую переработку. Почти полностью разрушаются роговая обманка и плагиоклазы, которые замещаются пелитоморфной глинистой массой серицит-гидрослюдистого состава. Порода обесцвечивается. Интенсивно выносится кремнезем (до 22%), осаждающийся частично в микротрещинах в виде опализированных образований и вторичного кварца. Интенсивно мигрируют кальций и магний (см. рис., С-200).

В горизонте глинистого структурного элювия происходит полное разрушение алюмосиликатов и замещение их гидрослюдисто-каолиновой массой. Здесь сохраняются только доли процента калия, натрия, кальция, магния и двухвалентного железа. Выносятся до 25% кремния и 15% алюминия. Порода теряет до 40% объемного веса и становится белой с расплывчатыми пятнами буровато-рыжего цвета (ожелезнение). В горизонте бесструктурных глин почти полностью удаляются железо и все типоморфные элементы, за исключением кремнеалюминиевых соединений (каолин). Коэффициенты устойчивости элементов в этом профиле коры выветривания распределяются следующим образом: Ca — 0,1; Mg — 0,1; Na — 0,2; K — 0,5; Fe''' — 0,5; Fe'' — 0,6; Si — 0,7; Al — 0,8. В отличие от профиля выветривания по кислым магматическим породам здесь вначале выносятся Ca, Mg, Na, а затем Fe и K.

Таким образом, исходя из изложенного можно сделать некоторые выводы.

1. Полутвердые окислы алюминия и кремния, несмотря на свою малую подвижность, не накапливаются в профиле коры выветривания, а выносятся, причем их миграция начинается уже в горизонте начального выветривания.

2. Остаточные продукты выветривания имеют каолиновый состав. Это обстоятельство можно объяснить тем, что кора выветрива-

ния формировалась в условиях низменного пенеппена и плохой про-
мытости образований коры выветривания, т. е. в условиях, про-
тивоположных тем, в которых возникали латериты. Кремнезем
плохо удалялся из верхних частей профиля выветривания и, соеди-
няясь с глиноземом, образовывал каолинит.

3. Принимая во внимание вынос и миграцию полуторных окис-
лов из коры выветривания, необходимо учитывать возможность на-
копления их в осадках, выполняющих карстовые полости в известня-
ках, расположенных вблизи алюмосиликатных пород, где условия
промывки этих осадков были достаточны для удаления кремнезема, а
слабощелочная среда могла способствовать накоплению глинозема и
образованию минералов свободного глинозема (в подобных осадках в
одном из разрезов на правом берегу р. Иртыш был отмечен гиббсит).

4. В Семипалатинском Прииртышье возможно обнаружение бок-
ситовых образований хемогенного типа, приуроченных к карстовым
полостям среди карбонатных (известняковых) толщ.

О. А. ФЕДОРЕНКО, Е. А. НИКИТИН, А. Г. КЕЛЛЕР,
К. С. ДЖУМАБАЕВ

(Южно-Казахстанское геологическое управление, Алма-Ата)

МЕЗОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

За последние годы в Южном Казахстане выявлено широкое развитие хемогенных кор выветривания в мезозое и раннем палеогене. Наиболее древние коры выветривания установлены в Южном Прибалхашье в урочище Аксуек. Они распространены по сланцам ордовика и перекрываются отложениями среднего триаса. Более молодые коры выветривания найдены к югу от г. Чимкента. Здесь они перекрываются отложениями юры и нижнего мела. В Южной Бетпакдале выявлены коры выветривания, перекрытые породами верхнего мела, а также коры выветривания, развитые по образованиям сенона и перекрытые морскими осадками среднего и верхнего эоцена.

По преобладающему минералогическому составу коры выветривания западных районов Южного Казахстана делятся на две основных группы — маршаллитовые и каолинит-бемитовые.

Маршаллитовые коры выветривания широко распространены в Причимкентском районе. Они найдены к северу от Ленгерского бурогольного месторождения в хр. Каржантау, Угам, на склонах горы Мансурата и в юго-западных предгорьях Боролдайских гор. Эти коры выветривания в основном длительного развития. Верхняя возрастная граница их скользит от нижней юры в Ленгерском бурогольном бассейне до нижнего мела на Мансуратинской брахиантиклинали (т. е. маршаллиты перекрываются нижеюрскими, юрскими или валанжинскими отложениями).

Наиболее хорошо обнажаются маршаллитовые коры выветривания на южных склонах хр. Каржантау в урочище Кызылтал, образуя экзотические столбы, известные под названием Кырк Кыз (сорок девушек). Они развиты по светло-серым, пелитоморфным, тонкослоистым известнякам со значительным количеством (до 50%) органического детрита в виде обломков раковин брахиопод и фораминифер. В породе содержатся пелитовый глинистый материал (5%), концентрирующийся в отдельных слоях. Известняки смяты в мелкие крутые складки. Самая нижняя часть коры выветривания представлена слабоизмененными известняками желтого цвета мощностью до 1 м.

Выше залегают слои, состоящие из следующих пород (рис. 1):

1. Маршаллиты, окрашенные полосами в белый и желтый цвет. Порода включает агрегат криптокристаллического кремнезема и небольшое количество тонкодисперсного каолинита. Встречаются отдельные идиоморфные зерна кварца, похожие на его аутигенные зерна в известняках. Полностью сохраняются текстуры лежащих ниже известняков — 17 м.

2. Брекчиевидная порода из обломков неправильной формы более глинистых маршаллитов, сцементированных желтым маршаллитом, — 2 м.

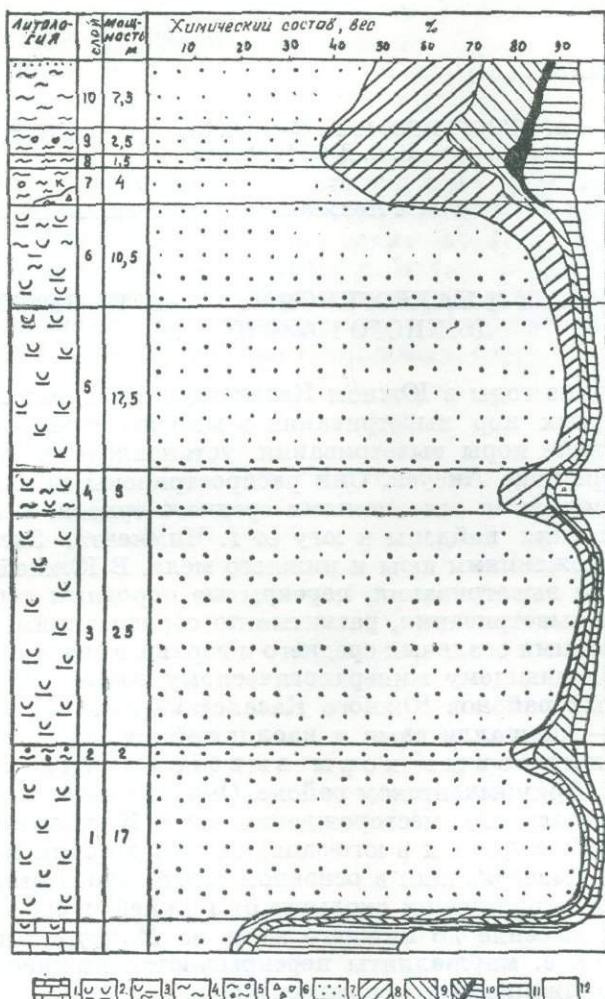


Рис. 1. График изменения химического состава маршаллитовой коры выветривания участка Кызылтал. 1 — известняки; 2 — маршаллиты; 3 — маршаллиты с примесью каолинита; 4 — каолиновые породы; 5 — брекчированные породы; 6 — каолинизированные осадочные брекчии. Химический состав пород: 7 — SiO_2 ; 8 — Al_2O_3 ; 9 — Fe_2O_3 ; 10 — TiO_2 ; 11 — п.п.п.; 12 — $\text{RO} + \text{RO}_2$.

3. Маршаллит голубовато-серый, белый, с желтыми полосами и четкими текстурами лежащих ниже известняков, аналогичен первому слою — 25 м.

4. Маршаллиты полосчатые, белые и желтые. Состоят из криптоморфного кремнезема, между агрегатами которого располагаются мелкие чешуйки каолинита. Отмечаются реликтовая брекчиевидная структура и идиоморфные зерна кварца с точечными включениями кальцита — 17,5 м.

5. Маршаллиты белые. Сложены кремнистым веществом, каолинитом и сохранившимся реликтовым глинистым материалом, пред-

ставленным бурыми агрегатами скрыточешуйчатой гидрослюд. Встречаются порфиروبласты барита и реликтовые псаммитовые зерна кальцита — 10,5 м.

Выше с резким неровным контактом залегает пачка бокситоподобных пород, к которым относятся:

6. Серые каолиновые образования с реликтовой псаммоалевритовой структурой. Они состоят из каолинита с небольшим количеством частично каолинизированных чешуек серицита. Реликтовая структура выражается в сохранившихся обломках песчано-алевритовой размерности, полностью замещенных бесцветным каолинитом. Сохраняется также реликтовая тонкослоистая текстура. Наблюдаются скопления тончайшего рутила. В нижней части слоя местами присутствует горизонт красновато-бурых бобово-обломочных пород мощностью до 2,5 м. Они включают бобовины лимонитов и обломки маршаллитов — 4 м.

7. Каолиновые породы красного цвета с пятнистой текстурой и мелкими бобовинами. Они сложены крупночешуйчатым каолинитом, пигментированным гидроокислами железа. Среди каолиновой массы встречаются микрокристаллики бемита. Иногда отмечаются участки с остатками исходной железисто-алевритовой породы — 1,5 м.

8. Брекчированные и каолинизированные песчано-алевритистые железистые породы. Они разбиты сетью трещин, залеченных крупночешуйчатым каолинитом с отдельными кристалликами и волосовидными прожилками бемита. Частично каолинит замещает железистые породы, среди которых наблюдаются алевритовые обломки, замещенные каолинитом, зерна кварца и турмалина. В менее железистых участках в шлифах устанавливается бемит — 2,5 м.

9. Глины красновато-коричневые, каолиновые, с примесью песчаного материала (обр. 1254) — 7,5 м. Выше с размывом залегают гравелиты готерива.

Аналогичные коры выветривания вскрыты многочисленными буровыми скважинами у горы Мансурата. Здесь площадная маршаллитовая кора выветривания окаймляет с востока известняки визейского яруса. Среди известняков визе маршаллиты встречаются в глубоких воронках под мощной пачкой железистых аллитов и бокситов (рис. 2), причем в основании коры выветривания и по стенкам карста выделяется зона дезинтеграции, представленная маршаллитизированными брекчиями. Перекрываются они разрезом, аналогичным описанному выше.

Кроме того, маршаллитовые коры выветривания пересечены скважинами на юго-западных склонах Боролдайских гор и в Юго-Западной Бетпакдале. Повсеместно маршаллиты залегают на известняках и имеют четко выраженные реликтовые текстуры и структуры.

В маршаллитовых корах выветривания четко выделяются три основные зоны:

1. Зона дезинтеграции и начального выщелачивания известняков. Сложена в зависимости от условий палеорельефа маршаллитизированными брекчиями или силицитизированными известняками. Мощность меняется от 1 до 5—10 м.

2. Зона маршаллитов. Состоит из маршаллитовых пород — продуктов экзогенного метасоматического замещения карбоната кремнеземом. Для этой зоны характерны высокое содержание SiO_2 и присутствие тонкодисперсного каолинита. При замещении прослоев глинистых известняков содержание SiO_2 снижается и увеличивается коли-

чество глинистых минералов — каолинита и гидрослюд. Мощность зоны может достигать 100 м и более.

3. Зона латеритного покрова. Обычно она имеет резкий литологический и геохимический контакт с зоной маршаллитов (рис. 1). Сло-

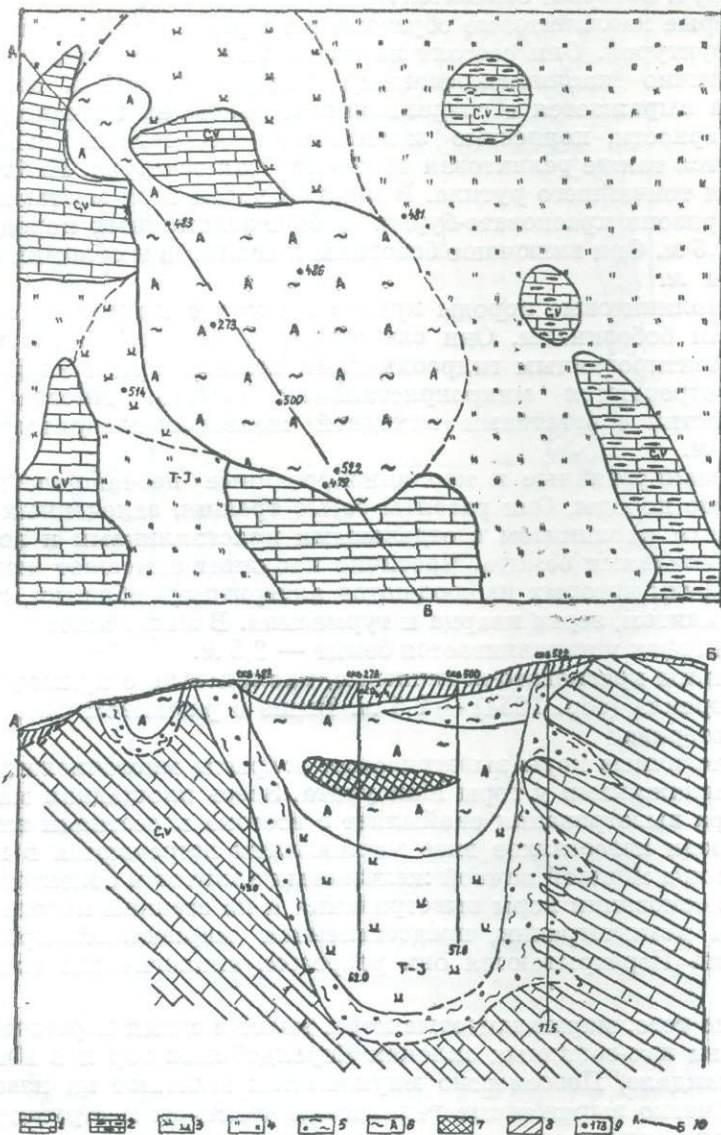


Рис. 2. Геологическая карта карстового рудопроявления бокситов на участке горы Мансурата (по данным А. Рассихина). 1 — известняки; 2 — кремнистые известняки; 3 — маршаллиты; 4 — дробленые кварциты; 5 — карстовые глины с обломками маршаллитов; 6 — аллиты железистые; 7 — бокситы; 8 — суглинки; 9 — скважина и ее номер; 10 — линия разреза.

жена она в нижней части преимущественно каолинитовыми породами. Выше залегают толщи, содержащие свободный глинозем. Перекрываются они железистыми каолинизированными образованиями. Мощность зоны от первых метров до 40—50 м.

Таким образом, по имеющемуся фактическому материалу можно однозначно установить, что маршаллитовые породы возникают по известнякам в результате экзогенного метасоматического замещения карбоната кальция кремнеземом. В итоге многочисленных опытов Е. П. Левандо и др. (1961), И. И. Гинзбурга и Р. С. Яншиной (1962), М. Н. Яковлевой и др. (1964) по извлечению из алюмосиликатных пород окислов Al, Ti и Fe водой и слабыми кислотами установлено, что вынос кремнезема в этих условиях в 40—100 раз превышает вынос глинозема. При этом Пиккеринг (Pickering, 1962) и др. доказали, что извлекаемость кремнезема при повышении температуры до 35° увеличивается во много раз. Растворимость же Al и Fe при росте температуры остается прежней или снижается.

В связи с этим можно предложить следующую схему образования маршаллитовых кор выветривания. На поверхности известняков накапливаются осадочные алюмосиликатные отложения (к примеру, мансуратинская свита или пермские эффузивы и т. д.). Затем в условиях жаркого влажного климата при хорошей инфильтрации (рельеф расчлененного плато или зоны тектонической трещиноватости) теплые кислые воды выносят кремнезем из верхнего слоя. При этом в виде остаточного продукта отлагаются слабо растворимые окислы Al, Ti, Fe, т. е. образуются аллиты и бокситы, а ниже — каолиниты. Поступающие сверху растворы выщелачивают CaCO₃ известняков, становятся щелочами, более холодными, и осаждают SiO₂, в результате чего появляется маршаллит. Далее, в зависимости от экзогенных условий происходят переувлажнение, каолинизация или быстрое захоронение образовавшихся латеритов.

Как видно из этой схемы, возникновение маршаллитов тесно связано с образованием бокситов. Судя по громадному объему найденных в настоящее время маршаллитов, в раннемеловое и, вероятно, юрское время бокситы образовывались в больших масштабах.

Возможность накопления значительного количества Al₂O₃ в подобных условиях экспериментально доказали Каролл и Старки (Carroll, Starkey, 1959). Они изучали выщелачивание различных глинистых минералов в известковой среде и установили, что в верхней части слоя при хорошей инфильтрации будет концентрироваться глинозем и выноситься кремнезем.

Каолинит-бемитовые коры выветривания широко распространены на северных склонах хр. Каржантау и на отдельных брахиантиклинальных структурах Чулинского поднятия.

В хр. Каржантау каолинит-бемитовые коры выветривания развивались по средним и основным эффузивам перми, а в Чулинском поднятии — по вулканогенным комплексам намюра и небольшим интрузиям верхнего карбона. Они перекрываются отложениями мансуратинской свиты или красноцветными породами готерива. В связи с этим предполагается время их накопления — от триаса до валанжина включительно. Из-за плохой обнаженности коры выветривания этого типа исследованы менее детально, чем маршаллитовые. Они вскрыты несколькими скважинами на Богоналинском и Джиделинском поднятиях. В предгорьях хр. Каржантау пока встречены только нижние зоны этих кор выветривания.

Наиболее полный разрез каолинит-бемитовой коры выветривания вскрыт скважиной 383 на склоне Джиделинского поднятия в 30 км к юго-западу от г. Чимкента. Здесь снизу вверх подсечены (рис. 3):

1. Миндалекаменный андезит-базальт темно-серого цвета. Порода на 60% состоит из вкрапленников плагиоклаза и пироксенов раз-

мером от 0,1 до 1 мм. По плагиоклазу развиваются каолинит и гидрослюда, по пироксену — хлорит и кальцит — 4,5 м.

2. Мелкозернистый вулканомиктовый песчаник темно-серого цвета. Основная масса породы (более 90%) представлена обломками плагиоклаза андезитовых и базальтовых порфиритов. Обломки полуока-

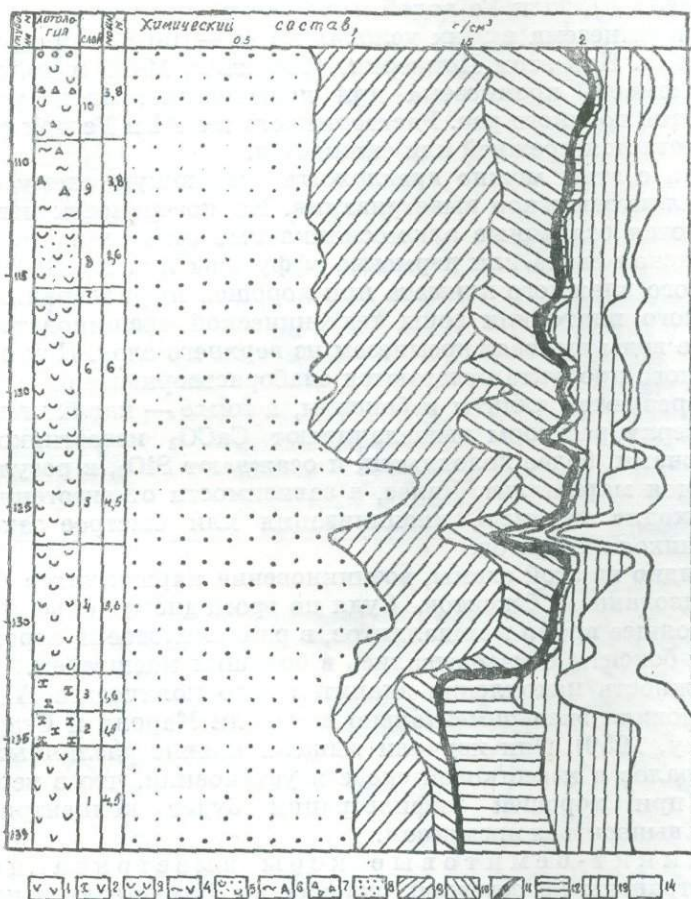


Рис. 3. Геохимический профиль по скважине 383. Литологический состав: 1 — андезито-базальтовый порфирит; 2 — вулканомиктовые песчаники; 3 — кора выветривания; 4 — железисто-каолиновая порода с бемитом; 5 — каолинизированные песчаники и гравелиты; 6 — аллиты; 7 — гравелиты. Химический состав: 8 — SiO_2 ; 9 — Al_2O_3 ; 10 — Fe_2O_3 ; 11 — TiO_2 ; 12 — CaO ; 13 — п.п.п.; 14 — прочие.

танной формы размером 0,05—0,3 мм, встречаются обломки криноидей. Цемент хлоритовый. Плагиоклаз в значительной степени замещен серицитом — гидрослюдой — 1,5 м.

3. Апатитизированные вулканомиктовые песчаники зеленовато-серого цвета. Порода такая, как во втором слое. Отличается значительным содержанием вторичного апатита — 1,6 м.

4. Кора выветривания вулканомиктовых песчаников. Порода состоит в основном из каолинита, гидроокислов железа и гидрослюды. Имеет отчетливую реликтовую псаммитовую структуру. Сохранив-

шаяся структура обломков свидетельствует об их происхождении в результате разрушения эффузивов андезитово-базальтового состава — 5,6 м.

5. Кора выветривания по вулканомиктовым песчаникам. Отличается от четвертого слоя присутствием вторичного кварца, более слабой каолинизацией в средней части слоя и меньшей размерностью обломочного материала — 4,5 м.

6. Кора выветривания по вулканомиктовым песчаникам, пестроцветная за счет светлых пятен чистого каолинита и чередующихся серых и красных прослоев. Слоистость обусловлена разным количеством гидроокислов железа. Четко наблюдаются реликтовая текстура и структура песчаников. Плагноклазы полностью каолинизированы — 6 м.

7. Железистая каолинит-гидрослюдистая порода с бемитом и реликтовой обломочной структурой. Сложена агрегатами гидрослюды, пропитанными гидроокислами железа. В железисто-каолинитовом цементе встречаются очень мелкие обломки бемита размером 0,01 мм в количестве до 3%. Каолинит составляет 20% от массы породы. Этот слой, вероятно, является перемытой (делювиальной) частью коры выветривания — 0,6 м.

8. Перемытая кора выветривания, представленная нацело каолинизированными обломочными породами. Хорошо сохранившаяся внутренняя структура указывает на то, что обломки состоят из порфиритов и песчано-алевритовых пород, — 2,6 м.

9. Аллиты темно-красного цвета. Структура их реликтовая, обломочно-оолитовая. Порода состоит из обломков бемитового боксита, связанных каолинит-железисто-гидрослюдистым цементом. Обломки частично или полностью каолинизированные, однородные или с оолитовой структурой. По трещинам наблюдаются включения бесцветно-го каолинита — 3,8 м.

10. Песчаники и гравелиты полимиктового состава, нацело каолинизированные, красные, с белыми пятнами. Они составлены полностью каолинизированными обломками порфиритов и песчано-алевритовых пород — 3,8 м.

Выше залегают гравелиты верхней части мансуратинской свиты.

Изучение геохимического профиля коры выветривания скважины 383 (рис. 3) позволило выделить снизу вверх четыре зоны, которые укладываются в геохимические зоны И. И. Гинзбурга (1963) и К. К. Никитина (1968).

1. Зона дезинтеграции (первый-третий слои). Характеризуется разрушением пород (порфиритов) до вулканомиктовых песчаников и частичным замещением полевых шпатов гидрослюдой — серицитом. По пироксенам развиваются хлорит и кальцит. В верхней части зоны образуется вторичный апатит.

2. Зона выщелачивания (четвертый и пятый слои). Ей присуща значительная каолинизация полевых шпатов, но в отдельных обломках еще сохраняются неизмененные породы. Присутствуют гидрослюды и вторичный SiO_2 .

3. Зона гидролиза (шестой слой). Отмечается полная каолинизация полевых шпатов и практически отсутствует гидрослюда. Четко сохраняется реликтовая структура первичных пород.

4. Зона конечного гидролиза и ожелезнения (седьмой-десятый слои). Присутствуют окислы Al в виде бемита, увеличено количество окислов Ti и гидроокислов железа.

Следует отметить, что четвертая зона переотложенная. Это обус-

ловило совместное существование гидрослюд и бемита, которое противопоказано при нормальном профиле выветривания.

Образование седьмого-десятого слоев, очевидно, совпало с некоторой активизацией тектонических движений в начале мелового времени, в связи с чем произошел переыв верхних частей коры выветривания и ее разубоживание из-за привноса постороннего глинисто-обломочного материала.

Кроме того, вторичная каолинизация уничтожила значительное количество окислов алюминия, накопившихся в четвертой зоне. Присутствие каолинизированных обломочных бокситов в десятом слое указывает на возможное накопление вблизи скважины 383 латеритных бокситов. На более погруженных участках они могли сохраниться и до настоящего времени.

В восточных районах Южного Казахстана коры выветривания изучены менее детально. Здесь не встречено ни одного полного профиля коры выветривания. Однако в итоге работ, проведенных в последние годы, установлено широкое развитие хемогенного корообразования от триаса до эоцена.

Досреднетриасовые коры выветривания четко фиксируются в Аксуекском грабене Южного Прибалхашья. Они распространены по хлорит-серицитовым сланцам кембрия и перекрываются терригенными отложениями среднего триаса. В зоне дезинтеграции эти коры выветривания состоят из сильно раздробленных сланцев и алевролитов. По трещинам отлагаются гидроокислы железа. Лежащая выше зона представлена каолининовой породой со сгусткоподобными скоплениями гидрогетита, которая сохранила псаммитосланцевую структуру субстрата. Иногда в каолининовой массе отчетливо наблюдаются контуры первичных обломков.

Юрская-нижнемеловая кора выветривания развита по осадочным и эффузивным образованиям протерозоя и палеозоя и имеет плащеобразную форму. Реже отмечаются линейные коры, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Мощность их 40—60 м.

Обычные мощности 8—20 м. Коры выветривания имеют зональное строение. Выделяются также зоны (снизу вверх): дезинтеграции, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, каолинит-монтмориллонитовая и гетит-каолининовая.

Время формирования описанных выше кор выветривания определяется общегеологическими данными, а также непосредственным налеганием на них туронских и сеноман-туронских отложений.

Коры выветривания палеоцен-нижнеэоценового возраста формируются по песчано-глинистым образованиям верхнего сенона. Это глины белой, красной, коричневой, зеленовато-серой, часто пестрой окраски, с брекчиевидной, сгустковой, редко бобовой и сетчатой структурой. Они представляют сложные минеральные смеси преимущественно галлуазит-каолининового, гидрослюдисто-галлуазит-каолининового и гетит-каолининового состава. Содержание свободного глинозема 4—5%.

Внутреннее строение профиля сложное, так как выветривалось одновременно несколько горизонтально залегающих слоев с различной структурой и минеральным составом. Мощность его 5—30 м. Время формирования профиля устанавливается по налеганию морских отложений верхов нижнего эоцена на глины коры выветривания и присутствию в породах субстрата спорово-пыльцевых комплексов маастрихта.

ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. И., Яншина Р. С. Экспериментальные исследования в области выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. В сб.: «Кора выветривания», вып. 6. М., «Наука», 1963.

Левадо Е. П., Красикова В. М., Киселева Е. В. О растворимости хлорито-амфиболового сланца и метапирита в углекислых и щелочных растворах в связи с изучением бокситообразования. В кн.: «Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ». М., 1961.

Никитин К. К. Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. В кн.: «Геология и геохимия кор выветривания», вып. 10. М., «Недра», 1968.

Яковлева М. Н., Сапрыкина Н. В., Сидоренко Г. А. О соосаждаемости алюминия и кремнекислоты в системе $Al_2O_3-Na_2O-SO_2-H_2O$. В сб.: «Минеральное сырье», вып. 2. М., «Недра», 1964.

Carroll D., Starkey H. C. Leaching of clay minerals in a limestone environment. «Geochimica et Cosmochimica Acta», 1959, 16, 83—87.

Pickering R. J. Some leaching experiments on three quartz-free silicate rocks and their contribution to an understanding of laterization. «Econ. Geol.», 1962, 57, 1185—1206.

РЕШЕНИЕ

II Республиканского литологического совещания Казахстана

II Республиканское литологическое совещание состоялось 5—7 октября 1971 г. в Алма-Ате. Основной его темой была литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Было проведено широкое обсуждение всех важнейших вопросов совещания (20 выступлений).

В работе совещания участвовало около 200 человек, представляющих геологические организации и учреждения Алма-Аты, Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Воронежа, Караганды, Усть-Каменогорска, Гурьева, Фрунзе.

Организаторами совещания были Академия наук Казахской ССР, Министерство геологии Казахской ССР, Казахстанское отделение Комиссии по осадочным породам. Активное участие в подготовке и проведении совещания приняли Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР и Казахский научно-исследовательский институт минерального сырья.

Как известно, значительная часть полезных ископаемых связана с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые слагают более 75% поверхности нашей страны. Они включают такие важные полезные ископаемые, как медь, марганец, железо, алюминий, нефть, горючие газы, угли, соли, фосфориты, строительные материалы, керамические и другие виды сырья.

Огромное народнохозяйственное значение минерального сырья осадочного происхождения, а также необходимость его изучения и исследования привели к тому, что возникло новое направление в геологической науке — литология — наука об осадочных породах.

II Республиканское литологическое совещание явилось свидетельством того, что литология в Казахстане приобретает все более широкое развитие. Это итог повседневного труда, творческих поисков и кропотливых исследований, проводимых сотрудниками научных учреждений, высших учебных заведений и многотысячной армией геологов-производственников республики. Это результат большой работы Казахстанского отделения Комиссии по осадочным породам, которое координирует литологические исследования в республике, оказывает методическую и консультативную помощь по изучению осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, популяризирует теорию литогенеза.

Совещание показало, что расширился круг вопросов, решаемых литологами республики. На нем было представлено 37 докладов, освещенных

щающих исследования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, фациальный анализ осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, палеогеографию, геохимию осадочных пород и кор выветривания, а также методы изучения осадочных пород и минералов.

На совещании детально обсуждались вопросы о фациях и генетических типах осадочных пород, строении и генезисе кор выветривания, широко распространенных на территории Казахстана. Рассматривалось влияние корообразования на литогенез, вопросы генезиса различных типов бокситов.

Совещание также показало, что не уделяется достаточного внимания изучению карбонатных пород, мало исследуются подземные воды в осадочных толщах, влияющие на состав аутигенных минералов и процессы их стадийного изменения. Необходимо усилить и изучение литологии докембрийских осадочных образований, содержащих разнообразные полезные ископаемые.

В целом на совещании оценено современное состояние работ по литологии Казахстана и намечено направление дальнейших исследований. Совещание постановляет:

1. Считать первоочередными задачами продолжение и дальнейшее развитие в республике изучения осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых путем привлечения к этому делу большого количества научных и производственных учреждений, углубление и расширение различных направлений современных методов литологического исследования.

2. При проведении литологических работ широко применять новые физические, физико-химические и математические методы исследования, внедрять фациальный, формационный, терригенно-минералогический анализ, изучать тонкодисперсные минеральные образования, укреплять лаборатории производственных и научных организаций современным оборудованием.

3. Следует постоянно усиливать экспериментальные работы по разложению и синтезу минералов с целью выяснения физико-химических условий и параметров, определяющих устойчивость и разрушение минералов, миграционную способность элементов в коре выветривания и зоне гипергенеза.

4. Уделять больше внимания изучению геологии и вещественного состава кор выветривания — основных источников бокситов, каолинитов и некоторых других видов полезных ископаемых.

5. Усилить фациальное изучение осадочных и вулканогенно-осадочных образований для познания условий их формирования и закономерностей размещения в них месторождений полезных ископаемых.

6. Обратить особое внимание на исследование эпигенетических процессов в осадочных породах и связи с ними промышленных концентраций полезных компонентов.

7. Рекомендовать исследователям всесторонне изучать кремнистые и карбонатные породы, широко распространенные на территории Казахстана.

8. Считать одной из важнейших задач детальное исследование полезных ископаемых остаточного и инфильтрационного происхождения и влияния указанных процессов на условия формирования, состав и особенности руд и минеральных накоплений.

9. Просить Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР создать в секторе литологии две новые лаборатории — фациального анализа и литологии осадочных рудоносных формаций, что

позволит расширить и углубить фациальное изучение геосинклинальных, орогенных и платформенных образований в Казахстане. Работа этих лабораторий будет направлена на составление фациальных и палеогеографических карт важнейших структурно-формационных зон Казахстана, на выяснение условий формирования рудовмещающих толщ и будет надежной основой для подкрепления теоретических положений генезиса многих месторождений, связанных с осадочными и вулканогенно-осадочными породами, и позволит научно направлять дальнейшие поисково-разведочные работы.

10. Совещание просит Академию наук Казахской ССР и Министерство геологии Казахской ССР издать труды II Республиканского литологического совещания.

11. Рекомендовать III Республиканское совещание провести в г. Караганде в 1976 г., разработку тематики и даты проведения совещания поручить бюро Казахстанского отделения Комиссии по осадочным породам и Центрально-Казахстанскому геологическому управлению.

12. Считать целесообразным в промежутке времени между литологическими совещаниями проводить рабочие семинары по отдельным актуальным вопросам литологии.

Участники совещания благодарят дирекцию Института геологических наук им. К. И. Сатпаева и оргкомитет, особенно его председателя П. Т. Тажибаеву и члена оргкомитета Н. А. Азербайбаева, за хорошо подготовленную работу и прекрасную организацию совещания.

УДК 552.5.001.12(574)

Состояние и задачи развития литологической науки в республике в свете решений XXIV съезда КПСС. Тажибаева П. Т., Набоков Н. П., Суханов А. Е. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 6—13.

За последние годы в Казахстане обнаружены крупные промышленные месторождения цветных и черных металлов, бокситов, фосфоритов, высококачественных каолинов и других видов минерального сырья. Выявлены предпосылки обнаружения новакулитов — важного вида абразивов. В настоящее время промышленность республики испытывает острую нужду в кварцитах для производства ферросплавов, бентонитовых глин для окомкования железорудных окатышей.

Решение задач, поставленных XXIV съездом КПСС, требует привлечения большого количества научных и производственных учреждений, углубления и развития современных методов изучения вещественного состава пород, особенно физических и физико-химических, применения фациального и формационного анализа, а также внедрения в литологию математических методов исследования.

Библ. 21.

УДК 551.3.051(574.31)

Условия образования ордовикских отложений Байконурского синклинория и некоторые вопросы фациального анализа геосинклинальных образований. Азербайев Н. А. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 14—28.

Изложены особенности фациального анализа геосинклинальных отложений. Показана ведущая роль текстурного анализа для выяснения условий образования отложений древних геосинклинальных областей. В отложениях карасуирской и дулыгалинской свит ордовика Байконурского синклинория (Юго-Западный Улугтау) автор выделил шесть фаций: переходных известково-глинистых осадков относительно глубокого моря, кремнисто-глинистых осадков относительно глубокого моря, алевроито-песчаных осадков относительно глубокого моря, алевроито-песчаных осадков относительно неглубокого моря (зона редких и слабых морских течений и волнений), песчано-алевритовых осадков относительно неглубокого моря (зона частых и слабых морских течений и волнений), известково-песчано-алевритовых осадков мелкого моря. Приведено детальное описание выделенных фаций, которые слагаются 21 генетическим типом пород. Установлено, что ордовикские отложения Байконурского синклинория являются крупной регрессивной серией осадков. Характерна постепенность границ фаций и литогенетических типов пород. Сформулированы основные фациальные особенности геосинклинальных отложений.

Илл. 5, табл. 1, библ. 21.

УДК 551.8:734.5:553.32/44(574.31)

Новые данные по литологии рудовмещающих толщ и палеогеографии Атасуйского рудного района. Бузмаков Е. И., Рожнов А. А., Середа В. Я. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 29—36.

В Атасуйском рудном районе устанавливается полифациальный разрез морских фаменских отложений. Различаются рифогенные фации (светлоокрашенные органогенные известняки), фации отстойно-иловых впадин (черные и темно-серые, пигментированные углистым веществом глинисто-кремнисто-карбонатные породы), фации подводных вулканических извержений (карбонатные породы, чередующиеся с лавами и туфами диабазо-спилитового ряда) и прибрежные терригенно-карбонатные фации. На примере рудных полей месторождений Клыч и Ушкатын III описываются стыки морских и прибрежных фаций фаменских рудовмещающих отложений. Красноцветные терригенные осадки

фаменского возраста, установленные в ряде участков, указывают на наличие суши островного архипелагового характера в фаменском веке. Полифациальность разреза объясняется конседиментационной складчатостью, вызванной разнонаправленными подвижками глыб фундамента. Реконструкция палеогеографии фамена позволит выявить закономерности размещения стратиформных месторождений атасуйского типа и решить вопрос о перспективах поисков геосинклинальных бокситов в районе.

Илл. 3, библи. 6.

УДК 551.8.022.4:(553.94+553.43)(574.3)

О времени позднепалеозойского углеобразования и меденакпления в Центральном Казахстане. Бекман В. М., Габай Н. Л., Думлер Л. Ф., Орлов И. В. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 37—41.

Установлено, что верхнепалеозойские меденосные красноцветные и угленосные отложения Центрального Казахстана (Джезказганская и Тенизская впадины и Карагадинский синклиорий) накапливались в единой области прогибов и впадин, заложившейся в визейское время и в дальнейшем разделившейся на отдельные впадины и прогибы. Это происходило на фоне общего поднятия территории, регрессии каменноугольного моря и периодически прогрессирующей аридизации климата. На востоке области в позднем палеозое были распространены озерно-аллювиальные и болотные осадки, в средней части — озерно-аллювиальные, в юго-западной — лагунные, лагуно-озерные, дельтовые и озерно-аллювиальные. Уменьшению в разрезе роли меденосных осадков на западе в первой половине среднекаменноугольной эпохи отвечало временное прекращение углеобразования на востоке области и, наоборот, накоплению меденосных осадков во второй половине среднекаменноугольной и в верхнекаменноугольной эпохах на западе соответствовало интенсивное углеобразование на востоке.

УДК 551.736.1(574.11)

Литофациальные особенности и условия образования терригенного кунгура Челкарского соляного купола-гиганта в Прикаспийской впадине. Ошакпаев Т. А. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 42—46.

В статье на примере Челкарского соляного купола-гиганта рассмотрены литолого-фациальные особенности, палеотектонические и палеогеографические условия образования терригенных отложений кунгура центральной части Прикаспийской впадины. В терригенном Кунгуре установлены три литофациальные разности: относительно глубоководная, среднеглубинная и мелководная. Найдена зависимость формирования литофаций от морфологических особенностей подстилающей сульфатной толщи (гипсовой шляпы) соляного купола. Проведенные исследования показали, что условия седиментации терригенного кунгура довольно сложные и связаны как с регионально-тектоническими подвижками, климатом, гидрохимическими условиями режима вод, так и с процессами гипсовой и, возможно, соляной тектоники.

Библи. 7.

УДК 550.423:553.43(574.31)

Особенности распределения аксессуарных элементов в породах Джезказганской рудоносной толщи Джиландинской группы месторождений. Тажибаева П. Т., Урумбаев В. У. «Литология и полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 47—59.

В статье использованы данные о закономерностях распределения аксессуарных элементов для выяснения некоторых черт осадконакопления джезказганской рудоносной толщи Джиландинской группы медных месторождений (Сарыоба, Итауз). Установлено, что для всего разреза характерен пестрый тип распределения элементов со сглаженными модификациями. Изученные отло-

жения являются типичными континентальными образованиями аридной зоны. Выделены два основных типа фаций — прибрежно-мелководные (бассейновые) и наземные. Сероцветные разности пород формировались в прибрежно-мелководных пресноводных или слабоминерализованных водоемах в восстановительной обстановке, а красноцветные — в наземных (субаэральных) условиях в окислительной среде.

Илл. 5, табл. 12, библ. 9.

УДК 550.4:552.12:(574,3)

К геохимии рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород фамена Жайремского рудного поля. Муканов К. М., Кулинич В. В., Дербасова А. Л., Солнцева С. С. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 60—68.

Для выявления геохимических условий образования рудовмещающих отложений изучены статистические параметры распределения элементов и породообразующих окислов в литолого-стратиграфических единицах разреза. Типоморфными элементами вулканогенно-осадочного процесса литогенеза на Жайреме являются Ba, As и Co, местный фон которых в десятки раз выше кларков в известняках, причем ассоциация меди, кобальта сквозная для всех литологических разностей. Содержание ртути возрастает от красноцветных известняков (верхи разреза) до темно-серых углистых (в середине и низах разреза). Установлено преобладание калия над натрием в породах нижнего и верхнего фамена. Для отложений турнейского яруса количественные соотношения щелочей близки к единице. Несомненна роль органического углерода как мощного восстановителя в осаждении сульфидных минералов. Делается попытка увязать процесс седиментации отдельных минеральных ассоциаций с окислительно-восстановительным потенциалом и кислотно-щелочными свойствами среды.

Илл. 2, табл. 2, библ. 10.

УДК 550.42:546:552.143(574.5)

Некоторые геохимические особенности фосфоритноносных формаций Южного Казахстана. Табылдиев К. Т. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 69—83.

Описывается характер концентрации минералообразующих элементов и элементов-примесей в отложениях фосфоритноносных формаций Южного Казахстана. На основании закономерностей распределения этих элементов устанавливаются парагенетическая связь с веществом осадков, пути накопления и формы их осаждения.

Илл. 2, библ. 36.

УДК 550.4:552.51:551.734.5(574.31)

О геохимических условиях формирования франских красноцветов Джезказган-Улутаского района. Урумбаев Б. У. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 84—88.

На основании использования наиболее характерных геохимических показателей рассматриваются некоторые особенности процесса седиментации в франский век в Джезказган-Улутаском районе. Установлено, что для пород красноцветной толщи, содержащих марганцевое оруденение, характерен пестрый тип распределения химических элементов. Осадконакопление в франское время происходило в аридной зоне в континентальных, мелководных, слабоили почти неминерализованных бассейнах в окислительной обстановке.

Илл. 2, библ. 8.

УДК 551.311.231:551.76(574.41)

Мезозойская кора выветривания каолинового типа в Семипалатинском Прииртышье и ее геохимические особенности. Жеваго Я. В., Карлова Г. С. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 89—94.

В статье описаны вещественный состав и геохимические особенности трех горизонтов верхнемеловой коры выветривания на территории Семипалатинского Прииртышья. Особенностью изученных образований является то, что полоторные окислы алюминия и кремния, несмотря на их малую подвижность, выносятся из коры выветривания, а не накапливаются в ней. Кора выветривания формировалась в условиях низкого пепленда, т. е. в условиях, противоположных образованию латеритов. Остаточные продукты выветривания имеют каолиновый состав. Учитывая факт выноса и миграции полоторных окислов алюминия и кремния и возможность их накопления в карстовых пустотах в известняках, можно считать, что Семипалатинское Прииртышье перспективно для поисков бокситов хемогенного типа.

Илл. 1.

УДК 552.141:551.76(574.54)

Мезозойские и палеогеновые коры выветривания Южного Казахстана. Федоренко О. А., Никитин Е. А., Келлер А. Г., Джумабаев К. С. «Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973, стр. 95—103.

Впервые для Южного Казахстана дана характеристика триас-эоценовых кор выветривания. По минералогическому составу выделены три основных типа кор выветривания: маршаллитовые, каолинит-бемитовые и гидрослюдисто-галлуазит-каолинитовые. На основании изучения вещественного состава и текстурно-структурных особенностей маршаллитовых кор выветривания сделано заключение об их образовании в результате экзогенного метасоматического замещения CaCO_3 известняков на SiO_2 . Широкое распространение хемогенных кор выветривания в Южном Казахстане предопределяет перспективность района для поисков бокситов платформенного типа.

Илл. 3, библи. 7.

CONTENTS

Preface	5
P. T. Tazhibaeva, N. P. Nabokov, A. E. Sukhanov. The state and problems of development of lithology in the Kazakh Republic in the light of the decisions of XXIV Congress of CPSU	6
N. A. Azerbaev. The formation conditions of Ordovician rocks in the Baikonur synclinorium and some points of facies analysis of geosyncline deposits	14
E. I. Buzmakov, A. A. Rozhnov, A. Ia. Sereda. New data on lithology of ore enclosing strata and paleogeography of the Atasu ore region	29
V. M. Bekman, N. L. Gabai, L. F. Dumler, I. V. Orlov. On the problem of the time of Late Palaeozoic coal formation and copper accumulation in Central Kazakhstan	37
T. A. Oshakpaev. The lithofacies features and formation conditions of terrigenous Kungur of the Chelkar saline giant dome in the Pre-Caspian depression	42
P. T. Tazhibaeva, B. U. Urumbaev. The specific distribution of accessory elements in the rocks of Djezkazgan ore-bearing strata of Djilandin group of deposits	47
K. M. Mukanov, V. V. Kulinich, A. L. Derbasova, S. S. Solntsev. On geochemistry of ore-enclosing volcano-sedimentary rocks of Famen of the Jhairem ore field	60
K. T. Tabylдиеv. Main factors in control of distribution of small elements in the phosphate deposits of South Kazakhstan	69
B. U. Urumbaev. On the Problem of geochemical formation conditions of Frasnian red series in the Djezhkazgan-Ulutau area	84
Ia. V. Jhevago, G. Karlova. Mesozoic kaoline weathering crust in Semipalatinsk Pre-Irtysh area and its geochemical peculiarities	89
O. A. Fedorenko, E. A. Nikitin, A. G. Keller, K. S. Djumabaev. Mesozoic and paleogenic weathering crusts of South Kazakhstan	95
The resolution adopted at the II Republican Lithological conference of Kazakhstan	104

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
П. Т. Тажибаева, Н. П. Набоков, А. Е. Суханов. Состояние и задачи развития литологической науки в республике в свете решений XXIV съезда КПСС	6
Н. А. Азербайев. Условия образования ордовикских отложений Байконурского синклинория и некоторые вопросы фациального анализа геосинклинальных образований	14
Е. И. Бузмаков, А. А. Рожнов, В. Я. Середя. Новые данные по литологии рудовмещающих толщ и палеогеографии Атасуйского рудного района	29
В. М. Бекман, Н. Л. Габай, Л. Ф. Думлер, И. В. Орлов. О времени позднепалеозойского углеобразования и меденакопления в Центральном Казахстане	37
Т. А. Ошакпаев. Литофациальные особенности и условия образования терригенного кунгура Челкарского соляного купола-гиганта в Прикаспийской впадине	42
П. Т. Тажибаева, Б. У. Урумбаев. Особенности распределения акцессорных элементов в породах джезказганской рудоносной толщи Джиландинской группы месторождений	47
К. М. Муканов, В. В. Кулинич, А. Л. Дербасова, С. С. Солнцев. К геохимии рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород фамена Жайремского рудного поля	60

К. Т. Табылдиев. Некоторые геохимические особенности фосфоритовых формаций Южного Казахстана	69
Б. У. Урумбаев. О геохимических условиях формирования франских красноцветов Джекказган-Улутауского района	84
Я. В. Жеваго, Г. С. Карлова. Мезозойская кора выветривания каолинового типа в Семипалатинском Прииртышье и ее геохимические особенности	89
О. А. Федоренко, Е. А. Никитин, А. Г. Келлер, К. С. Джумабаев. Мезозойские и палеогеновые коры выветривания Южного Казахстана	95
Решение II Республиканского литологического совещания Казахстана	104

ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАЗАХСТАНА

*Утверждено к печати Ученым советом Ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук
Казахской ССР*

Редакторы *Т. Е. Каткова, Н. А. Менжулина*
Худож. редактор *А. Б. Мальцев*
Художник *Ш. Усманов*
Техн. редактор *Л. И. Шашкова*
Корректоры *Т. Н. Егюшкина, В. И. Андриасян*

* * *

Сдано в набор 25/VI 1973 г. Подписано к печати 19/IX 1973 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 1. Усл. печ. л. 9,8.
Уч.-изд. л. 10,3. Тираж 750. УГ05554.
Цена 1 р. 05 к.

* * *

Типография издательства «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.
Зак. 105.

Цена 1 р. 05 к.

863